



Datation K/Ar et Rb/Sr d'argiles de minéralisations et de diagenèse le long de la cote Est de l'Amérique du Sud : implications géodynamiques

Rosa dos Santos

► To cite this version:

Rosa dos Santos. Datation K/Ar et Rb/Sr d'argiles de minéralisations et de diagenèse le long de la cote Est de l'Amérique du Sud : implications géodynamiques. Géochimie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1994. Français. NNT : . tel-00708614

HAL Id: tel-00708614

<https://theses.hal.science/tel-00708614>

Submitted on 15 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THESE

présentée par

DOS SANTOS Rosa Penha

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 23 novembre 1988)

 Spécialité: Sciences de la Terre
 Mention: Géodynamique

 Datation K/Ar et Rb/Sr d'argiles de minéralisations et de
 diagenèse le long de la côte Est de l'Amérique du Sud.
 Implications géodynamiques

Date de soutenance: 07 septembre 1994

Composition du jury :

G. H. MASCLE	Professeur, Grenoble I	Président
K. KAWASHITA	Professeur, Université de São Paulo (Brésil)	Rapporteur
E. M. PICCIRILLO	Professeur, Université Degli studi di Trieste (Italie)	Rapporteur
A. MEUNIER	Professeur, Université de Poitiers	Rapporteur
J. C. TOURAY	Professeur, Université d'Orléans	Examineur
M. G. BONHOMME	Directeur de recherche CNRS, Grenoble I	Directeur de Thèse

 Thèse préparée au sein de l'Institut de Géosciences de l'Université de São Paulo, Brésil et du
 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, URA 69 - CNRS Grenoble I, France

 UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I
 INSTITUT DE GÉOLOGIE
 DOCUMENTATION
 15, RUE MAURICE GIGNOUX
 F 38031 GRENOBLE CEDEX
 TÉL. (33) 76 63 59 66
 FAX. (33) 76 87 82 43

 Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 53 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: platour@ujf-grenoble.fr

THESE

présentée par

DOS SANTOS Rosa Penha

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

I'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 23 novembre 1988)

Spécialité: Sciences de la Terre
Mention: Géodynamique

**Datation K/Ar et Rb/Sr d'argiles de minéralisations et de
diagenèse le long de la côte Est de l'Amérique du Sud.
Implications géodynamiques**

Date de soutenance: 07 septembre 1994

Composition du jury :

G. H. MASCLE	Professeur, Grenoble I	Président
K. KAWASHITA	Professeur, Université de São Paulo (Brésil)	Rapporteur
E. M. PICCIRILLO	Professeur, Université Degli studi di Trieste (Italie)	Rapporteur
A. MEUNIER	Professeur, Université de Poitiers	Rapporteur
J. C. TOURAY	Professeur, Université d'Orléans	Examineur
M. G. BONHOMME	Directeur de recherche CNRS, Grenoble I	Directeur de Thèse

Thèse préparée au sein de l'Institut de Géosciences de l'Université de São Paulo, Brésil et du
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, URA 69 - CNRS Grenoble I, France

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

10137009

SOMMAIRE

SOMMAIRE

AVANT - PROPOS.....	P. 11
RESUME.....	p. 15
ABSTRACT.....	p. 16

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 3427 - Fax 04 76 51 4058
 Mail: plalou@ujf-grenoble.fr

CHAPITRE I INTRODUCTION

INTRODUCTION.....	p. 19
I - DESCRIPTION DES MECANISMES GENERAUX DE LA TECTONIQUE EN EXTENSION	p. 22
Définition d'une marge passive.....	p. 22
Formation d'une marge passive.....	p. 24
II - LE RIFT CONTINENTAL.....	p. 24
Caractères particuliers du rift continental.....	p. 25
Les modèles tectoniques d'ouverture du rift.....	p. 26
a) Etirement homogène de la lithosphère.....	p. 26
b) Amincissement différentiel de la croûte supérieure et de la croûte inférieure.....	p. 27
c) Le modèle de la "faille de détachement".....	p. 27
La discordance post-rift.....	p. 29
III - L'EVOLUTION TECTONIQUE DES MARGES STABLES.....	p. 29
AUTRES EXEMPLES DE RIFTING.....	p. 32
I - Evolution géodynamique du fossé Rhenan.....	p. 32
II- Evolution géodynamique du Golfe de Suez et de la Mer Rouge.....	p. 32
III- Evolution géodynamique et tectonique du bassin liasique de Bourg d'Oisans.....	p. 35
IV - LE CAS DE L'ATLANTIQUE SUD.....	p. 36
Histoire Tectonique:	
1 - Généralités.....	p. 36
2 - Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur selon Guiraud et Maurin (1991).....	p. 37

a) Marge Congo - Gabon.....	p. 37
b) Marge Côte d'Ivoire - Bénin.....	p. 37
c) Bénoué.....	p. 38
d) Centre Nord Cameroun.....	p. 38
3 - Rifting dans l'Atlantique Equatorial.....	p. 40
4 - Atlantique Sud.....	p. 40
RADIOCHRONOLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLANTIQUE SUD.....	p. 45

CHAPITRE II

METHODES ANALYTIQUES

INTRODUCTION.....	p. 51
I - ECHANTILLONNAGE: METHODES ET MATERIEL UTILISES.....	p. 52
1 - Le prélèvement des échantillons.....	p. 52
2 - LOCALISATIONS DES ECHANTILLONS.....	p. 53
2.1 - Localisations des argiles de venues minéralisées.....	p. 53
2.2 - Les carottes provenant de Bassin du Paraná.....	p. 54
2.3 - Les minéraux d'altération des basaltes.....	p. 55
2.3.1 - Les basaltes altérés.....	p. 55
2.3.2 - Les argiles et les céladonites.....	p. 55
2.3.3 - Les apophyllites.....	p. 55
2.3.4 - Les zéolites.....	p. 56
II - TRAITEMENT DES ECHANTILLONS.....	p. 56
1 - LE BROUAGE DES ECHANTILLONS.....	p. 56
2 - L'EXTRACTION DE LA FRACTION ARGILEUSE.....	p. 57
III - METHODES MINERALOGIQUES.....	p. 59
1 - ETUDE MINERALOGIQUE PAR DIFFRACTION DE RAYONS X.....	p. 59
2 - LA DIFFRACTION DES RAYONS X.....	p. 60

2.1 - Appareillage et conditions d'analyse.....	p. 60
2.2 - Interprétation des diffractogrammes.....	p. 61
3 - LA MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB).....	p. 63
IV - METHODES RADIOCHRONOLOGIQUES: LES GENERALITES.....	p. 64
1 - RAPPEL DES PRINCIPES FONDAMENTAUX DE LA DATATION ISOTOPIQUE.....	p. 64
2 - RAPPELS DES LOIS GENERALES DE LA RADIOACTIVITE A L'USAGE DES RADIOCHRONOLOGISTES.....	p. 65
2.1 - Le principe de la radioactivité.....	p. 65
2.2 - La datation par la méthode conventionnelle.....	p. 66
2.3 - La datation par la méthode des isochrones.....	p. 67
V - LA METHODE POTASSIUM - ARGON.....	p. 69
1 - LES PRINCIPES.....	p. 69
1.1 - Le potassium.....	p. 69
1.2 - L'argon.....	p. 70
1.3 - La radioactivité du potassium.....	p. 70
1.4 - La datation conventionnelle.....	p. 72
2 - FONCTIONNEMENT DU CHRONOMETRE PHYLLOSILICATE ARGILEUX K/Ar.....	p. 72
3 - UTILISATION DES ISOCHRONES.....	p. 73
4 - TECHNIQUES UTILISEES.....	p. 75
4.1 - Remarques préliminaires: organigramme général.....	p. 75
4.2 - Dosage du potassium.....	p. 76
4.2.1 - Dosage du potassium par fluorescence X.....	p. 76
4.2.2 - Dosage du potassium par ICP.....	p. 77
4.3 - Dosage de l'argon.....	p. 81
4.3.1 - Appareillage.....	p. 81
4.3.2 - La technique d'analyse.....	p. 85
Conditions au début de l'analyse.....	p. 85
Succession des opérations.....	p. 85
4.3.3 - Fonctionnement et étalonnage du spectromètre de masse.....	p. 86
VI - LA METHODE RUBIDIUM - STRONTIUM.....	p. 92

III.1.5 - TANGUÁ(RJ).....	p. 138
Introduction et cadre géologique.....	p. 138
Matériel utilisé.....	p. 140
Résultats.....	p. 141
Interprétation et discussion.....	p. 142
III.1.6 - ITATAIA (CE).....	p. 143
Introduction.....	p. 143
Géologie régionale et métallogénèse.....	p. 143
Matériel utilisé.....	p. 144
Résultats.....	p. 144
Interprétation et discussion.....	p. 146
III.1.7 - SÃO JOSÉ DE ESPINHARAS (PB).....	p. 149
Introduction et cadre géologique.....	p. 149
Géologie régionale, pétrographie et métallogénèse.....	p. 149
Résultats.....	p. 152
Interprétation et discussion.....	p. 154
Conclusion.....	p. 158
III.2 - RESULTATS SUR LES MINERAUX DIAGENETIQUES.....	p. 157
LES ARGILES DIAGENETIQUES DU BASSIN DU PARANÁ.....	p. 157
Introduction.....	p. 157
Cadre géologique régional.....	p. 157
Principales caractéristiques de la colonne stratigraphique.....	p. 157
Cadre structural.....	p. 158
Matériel utilisé.....	p. 160
Pétrographie des échantillons étudiés par microscopie électronique à balayage.....	p. 160
III.2.1 - LE Puits 2 TB 1 SP.....	p. 161
Résultats.....	p. 161
Interprétation des résultats obtenus sur le sondage 2 TB 1 SP.....	p. 164
III.2.2 - LES AUTRES SONDAGES: 2 AL - 1SC, 2 AR - 1 SP, 2 CS - 1 PR, 1 CS - 2 PR, 2 RP - 1 PR et 2 RI - 1 PR.....	p. 167

Résultats.....	p. 167
Interprétation des résultats K/Ar obtenus sur les autres sondages.....	p. 167
Récapitulation et discussion.....	p. 168
III.3 - LES MINERAUX D'ALTERATION DES BASALTES DU BASSIN DU PARANÁ.....	p. 171
Introduction.....	p. 171
III.3.1 - FELDSPATHS ET CELADONITES.....	p. 172
Matériel utilisé.....	p. 172
Description pétrographique et analyse chimique.....	p. 172
Localisation.....	p. 173
Résultats.....	p. 173
Interprétation et discussion.....	p. 174
Conclusions.....	p. 177
III.3.2 - AOPHYLLITES.....	p. 178
Introduction.....	p. 178
Résultats.....	p. 179
Interprétation et discussion.....	p. 179

CHAPITRE IV

DISCUSSION: CONTEXTE GEODYNAMIQUE

IV.1 - INTRODUCTION.....	p. 185
IV.1.1 - Les données obtenues en Europe.....	p. 185
IV.1.2 - Contexte géodynamique en EUROPE au TRIAS-JURASSIQUE.....	p. 187
IV.1.3 - Présentation du modèle.....	p. 187
IV.2 - RECAPITULATION DES RESULTATS OBTENUS EN AMERIQUE DU SUD.....	p. 192
IV.2.1 - Tableaux généraux.....	p. 192

IV.2.2 - Classification des âges déterminés dans le présent travail.....	p. 193
IV.2.3 - Cas particuliers.....	p. 194
IV.3 - LES AGES DE MINERALISATIONS ET LE MODELE TECTONIQUE.....	p. 195
IV.3.1 - Les âges de minéralisations mesurés et le modèle tectonique.....	p. 196
IV.3.2 - Les types de minerai et le modèle tectonique.....	p. 197
IV.3.3 - Conclusions.....	p. 197
IV.4 - LES AGES DE DIAGENESE ET LE MODELE TECTONIQUE.....	p. 198
IV.4.1 - Ages et types d'événements.....	p. 198
IV.4.2 - Mécanismes possibles de la diagenèse.....	p. 199
IV.4.3 - Conclusions.....	p. 200
IV.5 - LES BASALTES DU BASSIN DU PARANÁ ET LEUR ALTERATION.....	p. 201
IV.5.1 - Les basaltes du Paraná: magmatisme, paléomagnétisme, âge et durée.....	p. 201
IV.5.2 - Les âges des minéraux des basaltes et leur explication.....	p. 202
IV.5.3 - Les conséquences de l'altération du chronomètre basalte.....	p. 202
IV.5.4 - Conclusions.....	p. 203
IV.6 - HISTOIRE GEOLOGIQUE ET RADIOCHRONOLOGIQUE DE L'EST DU BRESIL	p. 203
ENTRE 200 ET 50 MA	
IV.6.1 - Les événements datés de 140 à 130 Ma.....	p. 203
IV.6.2 - La période allant de 120 à 50 Ma.....	p. 210
IV.6.3 - Le cas des événements de 200 Ma.....	p. 210
IV.6.4 - Propositions pour le mécanisme minéralisateur.....	p. 210

CONCLUSIONS

Conclusions.....	p. 220
------------------	--------

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	p. 220
----------------------------------	--------

LISTE DE FIGURES.....	p. 260
-----------------------	--------

LISTE DES TABLEAUX.....	p. 260
-------------------------	--------

AVANT - PROPOS



AVANT - PROPOS

"Ce que l'on sait, savoir qu'on le sait. Ce que l'on ne sait pas, savoir qu'on ne le sait pas : voilà le véritable savoir." (CONFUCIUS - Livre des rites chinois)

C'est à partir de cette maxime que je désire exprimer toute ma gratitude aux personnes qui m'ont permis de réaliser ce travail.

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à mon directeur de thèse : Dr Michel BONHOMME directeur de recherche au CNRS à l'institut Dolomieu. Aujourd'hui, au terme de ce long travail je perçois combien je dois à celui qui fut, plus qu'un directeur de thèse, un conseiller, un support, un professionnel hors du commun.

Je tiens aussi à exprimer toute ma gratitude au professeur Dr Koji KAWASHITA, qui m'a guidée et encouragée depuis le Brésil. Sans lui ce travail n'aurait pas pu aboutir, qu'il en soit profondément remercié.

Merci au professeur Georges MASCLE, qui m'a reçue au sein du laboratoire de l'Institut Dolomieu et qui me fait l'honneur d'assurer la présidence de ma soutenance.

Merci également aux professeurs Alain MEUNIER, Koji KAWASHITA, Enzo M. PICCIRILLO, pour avoir bien voulu être les rapporteurs de ce travail, au professeur Jean Claude TOURAY pour avoir accepté d'en être l'examineur. Leurs conseils et remarques ont fait grandement progresser ce travail.

Aux professeurs Claude KERCKHOVE et Dr Arnaud PECHER, les directeurs successifs de l'UFR de géologie, qui ont autorisé ma venue à l'Institut Dolomieu.

Aux professeurs de l'Institut Dolomieu : Dr. Gérard POUPEAU, Dr. Jean FABRE, Dr. Etienne AUDEBAUD, pour leur aide morale et leurs contacts enrichissants.

A tous mes collègues et Professeurs de l'Université de SÃO PAULO : Dr. Vicente Antonio Vitorio GIRARDI, Dr. Adolpho José MELFI, Dr. Benjamim Bley de BRITO NEVES, Dr. Hans Daniel SCHORCHER, Dr. Adilson Carvalho - Pour m'avoir aidée sur le terrain, et bien avant cela, pour m'avoir poussée à venir en France.

A tous mes collègues et techniciens de l'Université de SÃO PAULO : Margarida MARTINS, Maria Madalena BENZI MATAZO VENTURA, Cláudio COMERLATTI, Marta José da SILVA, Vera Lúcia MIRANDA PEREIRA - Pour leur amitié.

Merci également aux professeurs de l'Université Fédérale du RIO GRANDE DO SUL : Dr. Milton L.L. FORMOSO, Dr. Ari ROISEMBERG, Dr. Enio SOLIANI Jr., Dr. Tânia Mara MARTINI de BRUM, et à Melle Rejane Maria SCOPEL - Pour m'avoir gentiment fourni des échantillons essentiels.

J'associe également à ce travail le professeur Dr. Carlos Alberto CINGOLANI du musée des sciences naturelles de LA PLATA - Argentine, pour toute la documentation qu'il m'a fournie.

Je tiens aussi à remercier tous ceux qui m'ont aidé à récolter les échantillons nécessaires pour la réalisation de ce travail : Mr Clóvis Tadeu BEVILACQUA et Mr. Antonio Carlos FERREIRA, de la mine Santa Catarina - Groupe "Votorantim". Mr. Henrique Kiohi IZUMI, José Cassio SCHITTINI et Tetsuo AKABANE, de la compagnie Morro Vermelho. Mr. Paulo Severo ALVES, de la compagnie Brésilienne d'aluminium - Groupe "Votorantim". Mme. Cristina OZI ALMEIDA et Mr. Moacir ALMEIDA, de la compagnie "Dupont do Brasil". Mr. Ocimar MARAGNO, Raul RODRIGUES VALLE et Mr. Clésio SARTOR, du groupe "Sartor". Mr. José Maria COELHO COSTA et Mr. Antonio Ivandalo DAGOSTIN, de la compagnie "Emitang". Mr. Almério Barros FRANÇA de la compagnie "PETROBRÁS". Mr. Paulo Cesar PRESSINOTTI de l'Institut de Recherche Technologique (I.P.T.). Mr. José Reginaldo LIMA VERDE LEAL de la compagnie "Nuclebrás". et enfin Mr. Vicente CHILELLI JUNIOR de la compagnie "Urânio do Brasil".

Merci également à Antonio THOMAZ FILHO, de la compagnie "PETROBRÁS" et Mr. Eurico ZIMBRES de l'Université Fédérale de Rio de Janeiro.

J'ai aussi beaucoup de plaisir à remercier l'ensemble du personnel de l'institut Dolomieu : Bernadette ARNAUD, Daniel ARNAUD, Francis COEUR, Patrick CUTIVET, Jean Claude DEMENJON, Francine KELLER, Jean Marc NICOLE, Nicole REVOL, Jean Paul REVOL, Claudie SENEBIER, François SENEBIER, Pascale TALOUR, Bernadette USELLE. Tous ont participé de près ou de loin à l'élaboration de ce travail.

Pour leur aide concernant la partie informatique, je suis très reconnaissante à Edouard CHALARON, Jean Louis MUGNIER, et tout particulièrement à Claudine MEUGNIOT,

Je suis aussi redevable envers tous ceux qui, par leur présence ou leur soutien, ont contribué indirectement à l'aboutissement de cette thèse, en particulier à Djamel BEKKOUCHE, à Jean Jacques NZIENGUI et surtout à Nicolas LAGIER.

Je tiens aussi à remercier la "FAPESP" et le "CNPQ" pour avoir financé ce travail.

Enfin je voudrais exprimer du fond de mon coeur mon immense gratitude et reconnaissance à ceux qui sont ma raison d'être, et à qui je dédie ces quatre années de travail : mon père : Guilherme P. DOS SANTOS, ma mère : Ana B. DOS SANTOS, ma soeur : Laís Helena DOS SANTOS, à mon frère : Jesus José DOS SANTOS, et à ma soeur adoptive Edith RODRIGUES qui n'a pas eu le temps de voir ce travail.

RESUME

ABSTRACT

RESUMO

O objetivo do presente trabalho é de verificar ao longo da costa oriental da América do Sul o modelo que vincula a tectônica distensiva relacionada ao desenvolvimento de margens passivas com a formação de depósitos minerais e ocorrência de processos diagenéticos em bacias sedimentares vizinhas.

Com isto em vista, duzentas amostras de argilas coletadas desde à Patagônia até o norte do Brasil e na Bacia do Paraná foram preparadas e analisadas por difração de raios X para selecionar aquelas favoráveis à datação.

As idades K/Ar e Rb/Sr obtidas indicam:

- um evento diagenético em torno de 200 Ma e contemporâneo com a primeira fragmentação do Gondwana;
- um segundo episódio diagenético de alta temperatura entre 138 a 129 Ma, igual à idade exibida pelos basaltos da Bacia do Paraná;
- processos diagenéticos à temperatura menor alterando os basaltos, e ocorrência de veios de urânio e fluorita entre 120 a 50 Ma.

Estes dois últimos processos inserem-se na história global da tectônica distensiva relacionada à abertura do Oceano Atlântico Sul.

Em contraste, três outras ocorrências mineralizadas teriam suas origens associadas a outros mecanismos, sendo suas idades diferentes daquelas da tectônica tensional do Atlântico Sul.

A alteração diagenética dos basaltos da Bacia do Paraná é considerada como responsável pela dispersão das idades convencionais K/Ar em rocha total.

Todos os resultados conduzem à conclusão de que os processos relativos a tectônica tensional são considerados, também ao longo do Atlântico Sul, como responsáveis pela ocorrência de alguns veios mineralizados e da alteração diagenética nas grandes bacias sedimentares vizinhas.

Palavras chaves: América do Sul, Distensão, Datação K - Ar, Diagenese, Tectônica, Fluorita, Urânio.

RESUME

L'objectif de la thèse est de vérifier le long de la côte Est de l'Amérique du Sud le modèle qui lie la tectonique en extension accompagnant la formation d'une marge passive, avec la mise en place de certaines minéralisations filoniennes et l'occurrence de mécanismes diagenétiques dans les grands bassins sédimentaires limitrophes.

Dans ce but, deux cent échantillons d'argiles ont été récoltés, préparés, et analysés par diffraction de rayons X pour les sélectionner en vue de leur datation, depuis la Patagonie jusqu'au Nord du Brésil, et dans le Bassin du Paraná.

Les âges K/Ar et Rb/Sr mesurés montrent:

- un événement diagenétique daté de 200 Ma environ, et contemporain de la première fragmentation du Gondwana;
- un événement diagenétique de haute température de même âge que les basaltes du Paraná, vers 138 - 129 Ma;
- des mécanismes diagenétiques de plus basse température altérant les basaltes, et des minéralisations à F et U, dans l'intervalle 120 - 50 Ma.

Ces deux derniers processus entrent dans le cadre de l'extension, contemporaine de la formation de l'Atlantique Sud.

Trois occurrences minéralisées relèvent de mécanismes différents et leur âge les dissocie de la tectonique en extension de l'Atlantique Sud.

L'altération diagenétique de basaltes du Paraná est considérée comme responsable de la dispersion des datations K/Ar conventionnelles en roche totale.

Tous ces résultats conduisent à la conclusion que les mécanismes liés à la tectonique en extension sont bien, là aussi, responsables à la fois de certaines venues minéralisées et de l'altération diagenétique dans les grands bassins sédimentaires voisins.

Mots clés : Amérique du Sud, Extension, Datation K - Ar, F substance, U substance, Diagenèse, Tectonique.

ABSTRACT

The aim of the present work is to verify along the East Coast of South America the model which links tensional tectonics related to passive margin formation with the emplacement of some ore deposits and the occurrence of diagenetic processes in nearby sedimentary basins.

With this in view, two hundred clay samples were collected, prepared and analyzed by XR diffraction to select those useful for dating, from Patagonia to northern Brazil and in the Paraná Basin.

The K/Ar and Rb/Sr ages obtained show:

- a diagenetic event dated back to nearly 200 Ma and coeval with the first Gondwana fragmentation;
- a second high temperature diagenetic episode, the age of which is equal to that of the Paraná basalts, from 138 to 129 Ma;
- lower temperature diagenetic mechanisms altering the basalts, and F and U vein deposits in the range 120 to 50 Ma.

These two later processes enter the whole history of tensional tectonics related to the South Atlantic opening.

In contrast, three other mineralized occurrences find their origin in various mechanisms and their age is different from that of South Atlantic tectonics.

The diagenetic alteration of the Paraná basalts is regarded as responsible for the whole rock K/Ar conventional ages scattering.

All results lead to the conclusion that the processes related to tensional tectonics may be considered, along the South Atlantic too, as accounting for some vein ore deposits and for diagenetic alteration in large nearby sedimentary basins.

Key words : South America, Extension, K - Ar dating, Diagenesis, Tectonics, Fluorite, Uranium.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

MODELE GEODYNAMIQUE ET

METALLOGENIQUE

CHAPITRE I

INTRODUCTION

L'étude des argiles liées à la mise en place de minéralisations a déjà fait l'objet de très nombreux travaux car la majorité des auteurs, lors de la description métallogénique de chaque concentration, n'ont généralement pas négligé cet aspect, (**Strong, 1988; Lydon, 1988**).

L'application récente de techniques de datation isotopique K/Ar et Rb/Sr à ce matériel a mis en évidence la nécessité de préciser les relations entre le dépôt du minerai et les minéraux argileux ainsi formés (**Bonhomme et al., 1983**). Outre le voisinage spatial entre argiles et minéralisation, et l'analyse du contexte géodynamique (**Bonhomme, 1982**), il est apparu nécessaire de définir les types minéralogiques et géochimiques de ces phyllosilicates. Car la datation conventionnelle K/Ar ne peut être effectuée valablement que sur des argiles dont l'étude minéralogique et géochimique est disponible. Cette condition étant remplie, les âges obtenus semblent se grouper dans le temps et dans l'espace, mettant en évidence les relations entre diagenèses tardives, minéralisations et tectonique en extension dans les mêmes régions. Dans le cas de l'Europe occidentale, les phases majeures de mises en place filoniennes sont contemporaines des étapes successives d'ouverture des océans Atlantique Nord et Téthysien.

L'existence de relations entre les minéralisations filoniennes situées à l'interface socle-couverture sédimentaire et les épisodes diagénétiques dans les grands bassins sédimentaires d'une part, la tectonique en extension d'autre part, a été suggéré sur la base de données radiochronologiques par **Bonhomme (1982)**, **Bonhomme et al (1983)**, **Bonhomme (1987)** et **Bonhomme et al (1987)**. Se fondant sur des données du même type, **Halliday et Mitchell (1984)** et **Respaut et al (1990)** ont confirmé le modèle. Cependant, **Schandi et al (1990)** observent que l'âge U/Pb du rutile associé à la minéralisation est plus jeune de 100 Ma que celui de l'encaissant chlorito-sériciteux. Ils posent donc la question de la validité des âges sur phyllosilicates pour la datation des minéralisations associées. L'âge de l'encaissant peut être ici celui du métamorphisme général; ce qui explique la différence d'âge.

En utilisant les seules données tectoniques, Touray et Bellon (1976), Lhégu et al (1982), Jebrak (1984) et Bastos Neto et al (1991) ont abouti aux mêmes conclusions.

De plus, Bonhomme (1987) a montré la relation dans l'espace et dans le temps entre les venues filoniennes minéralisées et les épisodes de diagenèse tels que ceux datés en particulier dans le Bassin de Paris (Mossmann, 1987 et 1991) et en Mer du Nord (Liewig et al, 1987).

Les modèles que ces auteurs ont suggéré peuvent se résumer de la manière suivante: lorsqu'il y a tectonique en extension, quel que soit le mécanisme invoqué, se produit une diminution de l'épaisseur de la croûte terrestre. Dans ces conditions le resserrement des isothermes entraîne des anomalies thermiques. De plus la présence de failles facilite la circulation verticale des fluides chauds issus de la croûte profonde. De même la formation des blocs basculés facilite des mouvements convectifs de fluides dans les milieux poreux principalement sédimentaires. Dans les deux cas les fluides chauds sont capables d'altérer leur environnement, soit en déplaçant les minerais soit en provoquant la maturation et/ou la migration des matières organiques.

L'objectif du présent travail est donc de comparer les situations en Eurasie Occidentale et en Amérique du Sud puis de vérifier si ce concept s'applique aussi à l'ouverture de l'Atlantique Sud pour savoir s'il est général ou non, en analysant l'influence du contexte géologique et de l'histoire géodynamique sur les minéralisations dans le même esprit qu'en Europe par rapport à l'Atlantique Nord et à l'Océan Ligure. Dans les objectifs de ce travail fait également mentionner l'intérêt stratégique au niveau de la prospection minière: les métallotectes liés à la tectonique en extension pouvant devenir des objets intéressants de recherche de minerais, si le modèle est vérifié. Pour ce faire, des échantillons ont été collectés tout le long de la côte Est d'Amérique du Sud essentiellement dans la moitié Sud du Brésil dans les domaines suivants: argiles associées aux filons de fluorite et à certains gîtes d'uranium, argiles diagénétiques du Bassin du Paraná, minéraux primaires altérés, apophyllites et céladonites secondaires cristallisées dans les basaltes. La situation géographique des échantillons collectés pour ce travail est détaillée au chapitre II, localisation des échantillonnages (fig. 1).



Fig. 1 - Schéma géographique de l'Amérique du Sud et localisation des sites étudiés

DESCRIPTION DES MECANISMES GENERAUX DE LA TECTONIQUE EN EXTENSION

Evidemment la vérification du modèle qui lie la tectonique en extension avec certains phénomènes diagénétiques et certains épisodes minéralisateurs nécessite tout d'abord une description des conditions générales et des mécanismes de la tectonique en extension quand elles aboutissent à la formation d'un véritable océan, type Océan Atlantique.

La description des marges passives et de leur formation a été effectuée par de très nombreux auteurs parmi lesquels Willson (1976), Mackenzie (1978), Lliboutry (1982), Boillot (1990). De ceux-ci j'ai choisi d'utiliser le modèle présenté par Boillot (1990).

DEFINITION D'UNE MARGE PASSIVE (Boillot, 1990)

Les terres émergées et les zones océaniques profondes appartiennent à des domaines très différents, et la zone de transition, dont les caractères et l'histoire géologique sont nécessairement déterminés à la fois par la géodynamique du continent et par celle de l'océan, se nomme la marge.

On distingue deux grandes catégories de marges continentales :

Certaines marges sont dites "actives" parce qu'elles sont caractérisées à la fois par une forte sismicité et par une vive activité volcanique.

D'autres sont dites "stables" (ou "passives") parce qu'aucune manifestation actuelle ne laisse supposer une tectonique vivante. C'est le cas de la plupart des marges de l'Atlantique.

Description sommaire

Sur les marges continentales stables, le pied de la pente est occupé par un glaciais continental, faiblement incliné (entre 1% et 0.15%, de 4000 à 5000 m en général) et parcouru par des vallées ou des chenaux. Le glaciais peut être situé sur un substratum constitué de croûte continentale amincie ou de croûte océanique. Ce glaciais peut également recouvrir en discordance les formations sédimentaires pré-rift et syn-rift déposées sur la croûte continentale ou océanique et formant les blocs basculés. L'exemple ci-dessous illustre ce phénomène dans le Bassin Sergipe-Alagoas de la côte Est du Brésil (Lana, 1990), (fig.2).

Plus de la moitié des sédiments marins se déposent à la bordure des continents, et tout particulièrement dans les bassins sédimentaires des marges de type "atlantique".

La subsidence est le phénomène géodynamique principal qui commande l'évolution des marges stables. Selon la puissance de la couche sédimentaire, on distingue les marges "maigres" et les marges "nourries".

Dans l'Océan Atlantique, les marges maigres sont à l'Est (marges européennes en particulier), tandis que les plus grandes épaisseurs sédimentaires s'observent à l'Ouest, le long des côtes Américaines (fig. 2).

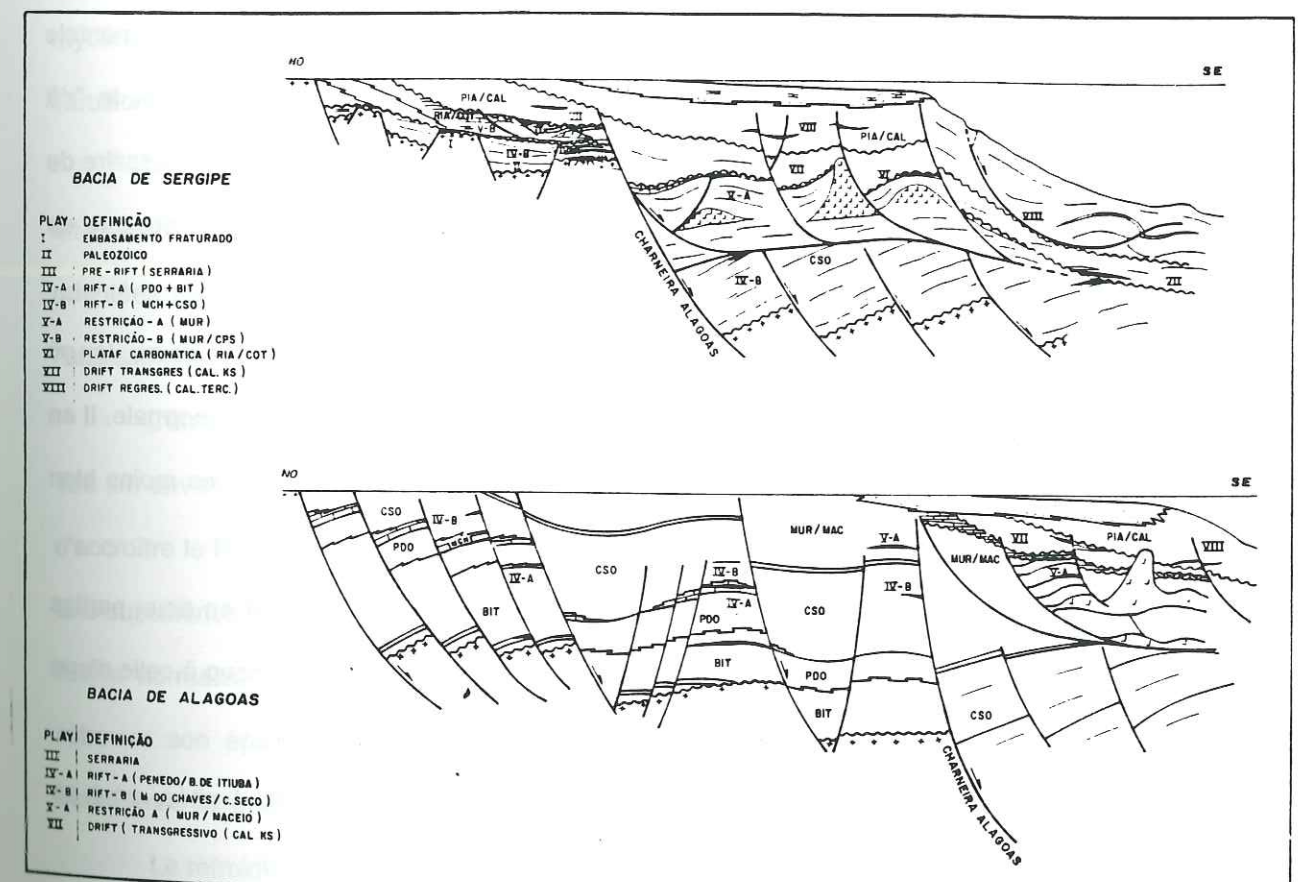


Fig. 2 - Coupes géologiques schématisiques dans le Bassin de Sergipe-Alagoas (d'après Lana, 1990)

FORMATION D'UNE MARGE PASSIVE

D'un continent à un océan, l'histoire géodynamique montre un certain nombre d'étapes. On passe d'un continent stable à un rift continental, puis par une série d'évolutions successives, au stade océan, type Océan Atlantique.

LE RIFT CONTINENTAL

Histoire géologique

Très précocement, avant toute accréation océanique, la distension dans la croûte continentale provoque l'apparition d'une structure particulière, véritable "embryon" de la marge stable, le "rift continental". Pour interpréter correctement l'évolution des marges de divergence, il est nécessaire de connaître les phénomènes géodynamiques qui se produisent dans les rifts tels qu'on les observe en Afrique orientale, etc.

La lithosphère continentale est "échauffée" au niveau des rifts continentaux, là où s'observent des anomalies du flux thermique, qui atteint localement 2 à 3 fois sa valeur normale. Il en résulte une diminution de la densité lithosphérique et un soulèvement régional, plus ou moins bien marqué selon les cas.

- La deuxième étape est l'apparition du fossé tectonique qui partage le rift en deux parties symétriques. Dans cette étape, la morphologie d'un rift continental ressemble beaucoup à celle d'une dorsale océanique.

- Enfin le rift continental, qui résulte jusque-là d'une distension crustale limitée, peut se transformer en une zone d'ouverture océanique.

Caractères particuliers du rift continental

Les rifts continentaux sont caractérisés par une activité sismique faible mais assez constante. La distension qui se produit au niveau des rifts continentaux s'accompagne d'une activité volcanique et plutonique.

A travers des études pétrologiques et géochimiques il a été démontré que la région source des magmas est située sous la croûte et que l'évolution de ces magmas, basaltiques à l'origine, s'explique essentiellement par les processus de fusion partielle du manteau supérieur puis de cristallisation fractionnée dans le magma. Ainsi naissent des roches de nature le plus souvent alcaline, et formant des séries continues, depuis les basaltes (qui sont les plus abondants) jusqu'à des rhyolites. Les rifts continentaux sont donc des régions où la croûte continentale est enrichie par des intrusions et des extrusions issues du manteau.

Les fossés tectoniques qui occupent la région médiane des rifts continentaux sont limités par un réseau de failles normales. Vu dans l'espace, ce réseau est très complexe. Mais les fractures orientées parallèlement à l'axe du fossé ont en général le rejet le plus important, et provoquent l'affaissement et le basculement de blocs crustaux disposés en marches d'escalier.

L'amincissement d'une lithosphère auparavant en équilibre thermique, c'est-à-dire épaisse de 125 km environ, a pour effet de rapprocher l'asthénosphère chaude (1350° environ) de la surface, et d'accroître le flux thermique. L'amincissement de la croûte entraîne, d'après le principe de l'isostasie, une subsidence. La subsidence initiale est rapide, et n'intéresse que la zone du rift où agissent les failles normales. Une seconde phase de subsidence commence ensuite, lorsque la lithosphère retrouve son épaisseur normale et se refroidit jusqu'à un nouvel équilibre thermique, c'est la subsidence thermique.

Le refroidissement de la lithosphère continentale se produit dans deux cas :

- Lorsqu'un rift continental cesse d'être actif on dit qu'il "avorte", parce qu'il ne donne pas naissance à un océan. Lorsqu'un tel rift cesse d'être actif, soit parce qu'il "avorte", soit parce qu'il se transforme en marge stable, il s'affaisse sous l'effet de la détumescence lithosphérique, et reçoit bientôt des sédiments qui augmentent sa subsidence :

subsidence \Rightarrow sédimentation \Rightarrow subsidence
 (thermique) (effet de charge)

- Lorsque, au contraire, une expansion océanique continue provoque la migration vers le large de la zone à flux thermique élevé (la dorsale océanique), ceci entraîne le refroidissement du rift continental initial qui devient ainsi la marge de l'océan en voie de formation.

Les lois de la subsidence due au refroidissement de la lithosphère continentale ont été établies dans les bassins sédimentaires intracratoniques ou sur les plateaux continentaux qui occupent les flancs de l'ancien rift.

Dans la plupart des cas, et notamment sur de nombreuses plates-formes continentales, la subsidence thermique de la lithosphère continentale obéit à la même loi que celle de la lithosphère océanique, de la forme $a + K\sqrt{t}$ (où K dépend du flux thermique initial, lui-même sous le contrôle de taux d'amincissement B). Dans l'évolution d'une marge stable, il n'y a donc pas lieu de considérer séparément le refroidissement de la lithosphère continentale et celui de la lithosphère océanique. Malgré leur origine très différente, toutes deux se trouvent, au début de l'histoire de la marge, dans un état thermique assez semblable, et leur refroidissement simultané entraîne des subsidences d'amplitude comparable.

La ressemblance de forme entre un rift continental et une dorsale océanique suggère que l'élévation des flancs du rift continental résulte principalement d'un échauffement de la lithosphère sous-jacente par conduction thermique latérale à partir de l'axe du rift où se concentre le flux thermique.

Les modèles tectoniques d'ouverture du rift

a) Étirement homogène de la lithosphère

En cas de distension, l'amincissement de la lithosphère s'effectue selon des processus quelque peu différents selon qu'il intéresse la couche superficielle ou profonde car en dessous de 10 à 20 km de profondeur, la lithosphère (y compris la croûte continentale inférieure) subit un étirement

plastique. Au dessus, l'amincissement résulte du basculement de blocs crustaux le long de fractures courbes appelées "failles listriques". Près de la surface, ces fractures ne sont autres que les failles normales des rifts, peu inclinées par rapport à la verticale (60° environ). En profondeur, la sismique réflexion montre que leur inclinaison s'accroît progressivement jusqu'à l'horizontale. En fait, les failles listriques semblent s'enraciner dans la croûte continentale profonde où la déformation devient ductile.

Le modèle d'étirement homogène de la lithosphère suscite aujourd'hui de sérieuses objections : il prévoit que les rifts continentaux sont des structures symétriques, ce qui est rarement le cas; il implique dans la croûte une extension égale à l'amincissement, ce qui n'est pas vérifié.

b) Aminoissement différentiel de la croûte supérieure et de la croûte inférieure

La croûte continentale toute entière est ainsi amincie sous le fossé du rift, où se produit la subsidence initiale, et au contraire épaissie sous les flancs, ce qui provoque leur soulèvement. Il n'y a plus de rapport nécessaire entre l'extension superficielle de la croûte et son aminoissement. Mais le rift reste une structure symétrique.

c) Le modèle de la "faille de détachement"

Une partie ou la totalité de la lithosphère est traversée par un gigantesque cisaillement de faible pendage, le long duquel glissent les deux plaques en voie de divergence (fig. 3). Ce mouvement et la déformation (cisaillement "simple") causé par cette divergence sont ainsi concentrés le long d'une faille majeure dite "faille de détachement", alors qu'ils étaient uniformément répartis dans toute la lithosphère selon le modèle d'étirement homogène de la lithosphère, et dans toute la lithosphère ductile selon le modèle d'amincissement différentiel de la croûte supérieure et de la croûte inférieure. Les implications sont multiples:

- Les deux marges passives sont héritées des deux prismes auparavant superposés et séparés par la faille de détachement : ce ne sont plus des vraies, mais plutôt des fausses jumelles, l'une étant constituée de croûte continentale supérieure, l'autre de croûte continentale inférieure métamorphisée dans le faciès granulite.

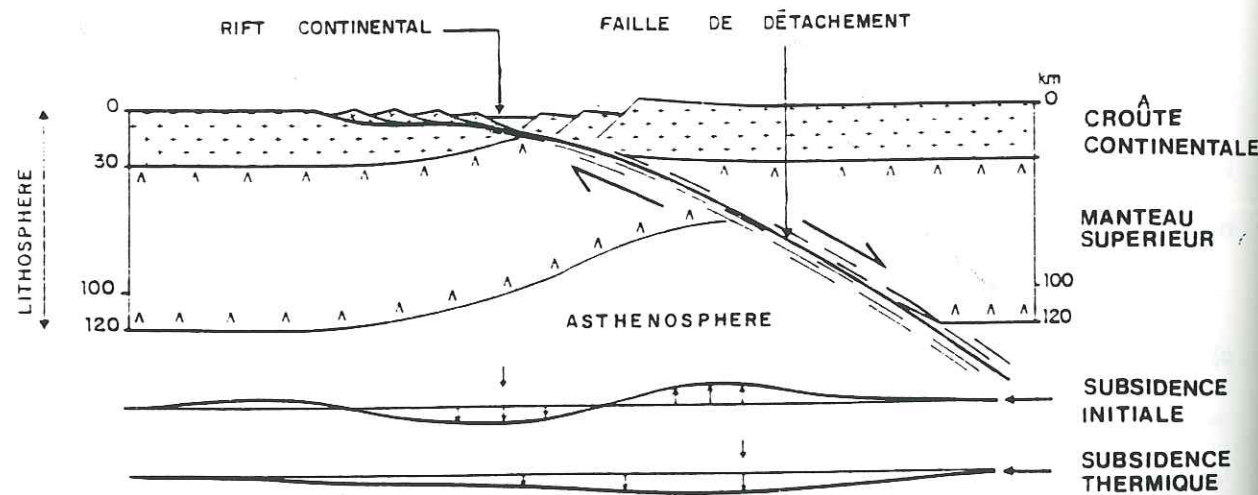


Fig. 3 - Modèle du cisaillement simple de la lithosphère (d'après Boillot, 1990)

- Les deux moitiés du rift ne sont pas de structure symétrique : du côté où plonge la faille de détachement, on doit s'attendre à trouver de simples blocs basculés entre des failles normales; de l'autre côté, le substratum des sédiments est constitué par le plan de la faille de détachement, couvert par des blocs crustaux issus de la plaque supérieure.
- La zone d'amincissement crustal est décalée par rapport à la zone d'amincissement lithosphérique, marquée en surface par un fort flux thermique et par un volcanisme actif. Il en résulte une certaine dissymétrie morphologique, le flanc du rift situé du côté où plonge la faille de détachement étant le plus soulevé et le plus riche en volcans. Ultérieurement on doit s'attendre à un décalage des sites de la subsidence initiale et de la subsidence thermique, au contraire confondus dans les modèles précédents.
- Enfin le jeu de la faille de détachement permet d'expliquer pourquoi certaines marges sont bordées non par de la croûte océanique basaltique, mais par des péridotites du manteau transformées en serpentinites au contact de l'eau de mer (les "fonds sous-marins du troisième type"). Parvenue au terme de son évolution, la faille de détachement peut en effet provoquer la mise à l'affleurement du manteau sur le fond marin par dénudation tectonique, avant que ne débute le processus de l'accrétion océanique proprement dite.

La discordance post-rift

Il semble que, sur la plupart des marges passives de divergence, la distension cesse brusquement quand débute l'accrétion océanique, c'est-à-dire la rupture définitive entre les deux plaques divergentes. Les structures distensives sont ainsi scellées par les sédiments post-rift, contemporains de la toute première croûte océanique créée le long de la marge.

L'ÉVOLUTION TECTONIQUE DES MARGES STABLES

Il y a quatre stades qui peuvent être schématiquement distingués dans l'évolution des marges nées d'une divergence lithosphérique correspondant aux étapes successives de l'ouverture océanique. Ce sont les stades "rift continental", "mer rouge", "océan étroit" (ou mer intérieure) et "atlantique".

Dans le stade "rift continental" l'activité volcanique s'inscrit dans la série sédimentaire sous la forme d'intercalations de coulées de laves et de couches volcanosédimentaires.

La subsidence syn-rift est liée au jeu des failles normales et à la rotation des blocs crustaux dans le graben central. Cette rotation s'effectue grâce à la forme courbe des failles, dont le pendage diminue avec la profondeur (fig. 4A).

Pendant le stade "mer rouge" (fig. 4B) il y a séparation de la croûte océanique entre les deux marges en formation, la mer envahit l'axe du bassin; mais, en raison de sa forme étroite et allongée, ses communications avec l'océan ouvert restent difficiles.

L'événement qui permet de distinguer le stade "océan étroit" (ou "mer intérieure" (fig. 4C et 4D) du stade "mer rouge" est l'effacement de la barrière morphologique formée par les lèvres du rift continental. Il s'agit là d'une conséquence de la détumescence de la marge : à mesure que celle-ci s'éloigne de la zone d'accrétion océanique, elle se refroidit et s'affaisse, et la mer envahit les flancs de l'ancien rift qui étaient émergés au stade "mer rouge".

C'est un lieu de sédimentation pélagique très lent restant à l'abri des apports détritiques. En ce cas, se déposent les "séries condensées" bien connues des géologues, où quelques mètres de sédiments contiennent parfois les microfossiles de plusieurs étages géologiques.

C'est une zone d'érosion enfin, où l'inclinaison du fond s'accroît pendant la subsidence jusqu'à devenir trop forte pour la stabilité des sédiments.

Pendant le stade "atlantique", certaines régions sont soumises à une érosion (les sédiments déposés antérieurement sont remaniés) ou privées d'apport sédimentaire pendant de longues périodes.

La subsidence thermique de la marge, à ce stade ultime de son évolution, est considérablement ralentie.

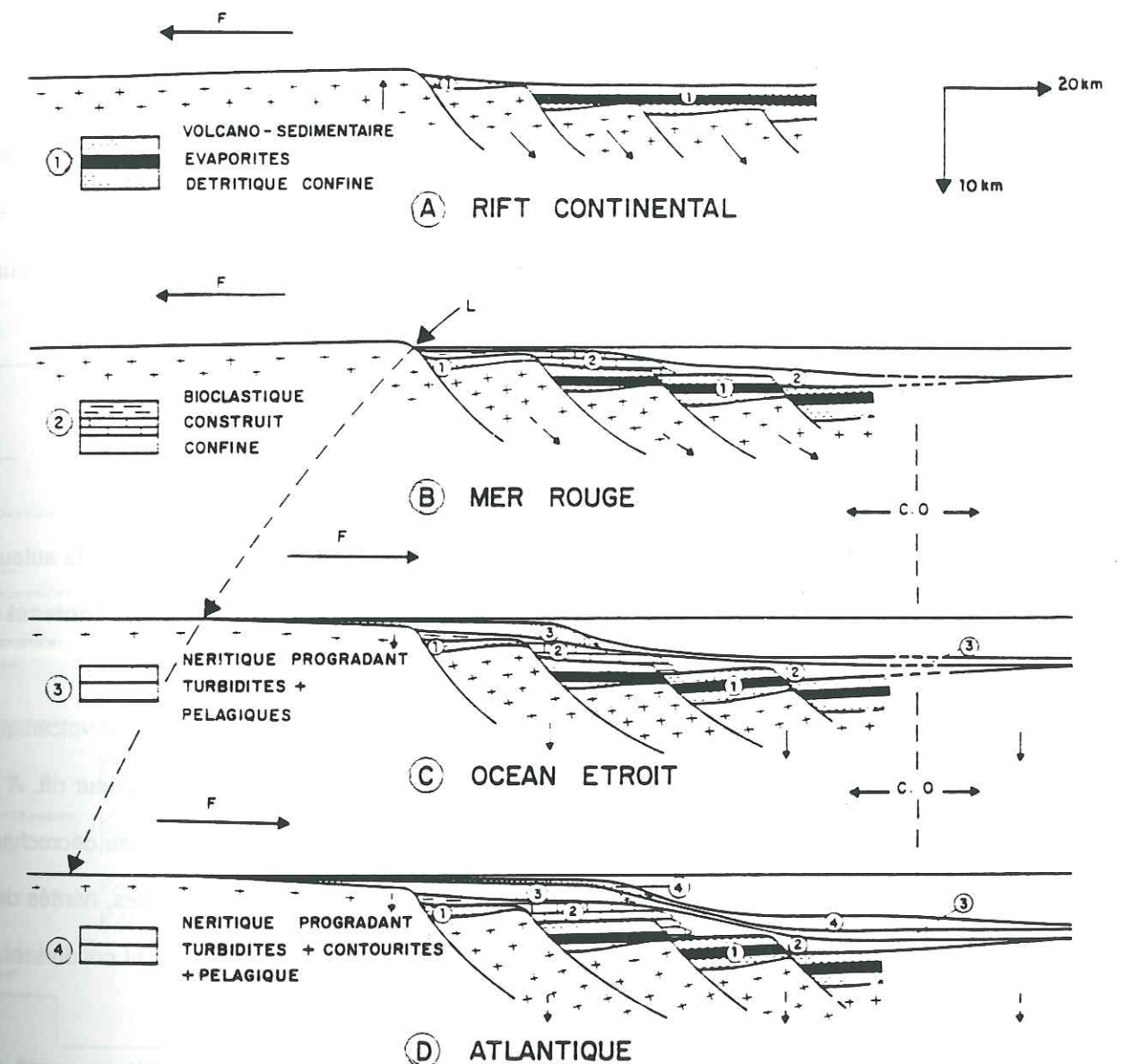


Fig. 4 - Les quatre étapes principales de l'évolution d'une marge continentale stable (d'après Boillot, 1990)

AUTRES EXEMPLES DE RIFTING

I - Evolution géodynamique du fossé Rhénan

Le fossé Rhénan est un rift continental, dont l'évolution comporte des étapes décrochantes lors des stades précoces éocènes (Angelier et Bergerat, 1983). Ce stade décrochant s'accompagne d'émissions de basaltes subalcalins (Masse, 1983). Durant l'Oligocène, l'effondrement du fossé s'est ensuite effectué par la création de failles normales reprenant des accidents décrochants antérieurs. L'histoire de ce rift avorté va de 45 Ma environ à 22 Ma environ, (Debelmas, 1974).

II-Evolution géodynamique du Golfe de Suez et de la Mer Rouge

L'évolution du rift de Suez a déjà fait l'objet de très nombreux travaux par différents auteurs (Garfunkel et Bartov, 1977 ; Chenet et Letouzey, 1983 ; Gauthier et Angelier, 1986 ; Montenat et al. 1986 ; Chorowiez et al. 1987).

Dans la période oligocène l'évolution de ce rift est caractérisée par une activité volcanique fissurale importante. Les dykes d'émission correspondent aux directions principales du futur rift. A la fin de l'Oligocène - début du Miocène, l'évolution du rift de Suez commence en contexte décrochant pendant le volcanisme, ou lui succédant immédiatement. Les différents types de failles, hérités des stades antérieurs au rifting, sont impliqués soit en décrochement, soit en jeu normal et conduisent à une allure en zig zag des bordures du rift.

Le rifting a commencé dans l'Aquitainien, aujourd'hui il est encore dans l'étape synrift et l'océan n'est pas encore complètement réalisé. Ceci signifie que pour un rift dont la vitesse d'ouverture est d'environ 0.5 cm/an, 25 Ma ne sont pas suffisants pour passer du volcanisme tholéitique initial à la réalisation d'un vrai océan (fig. 5 et 6).

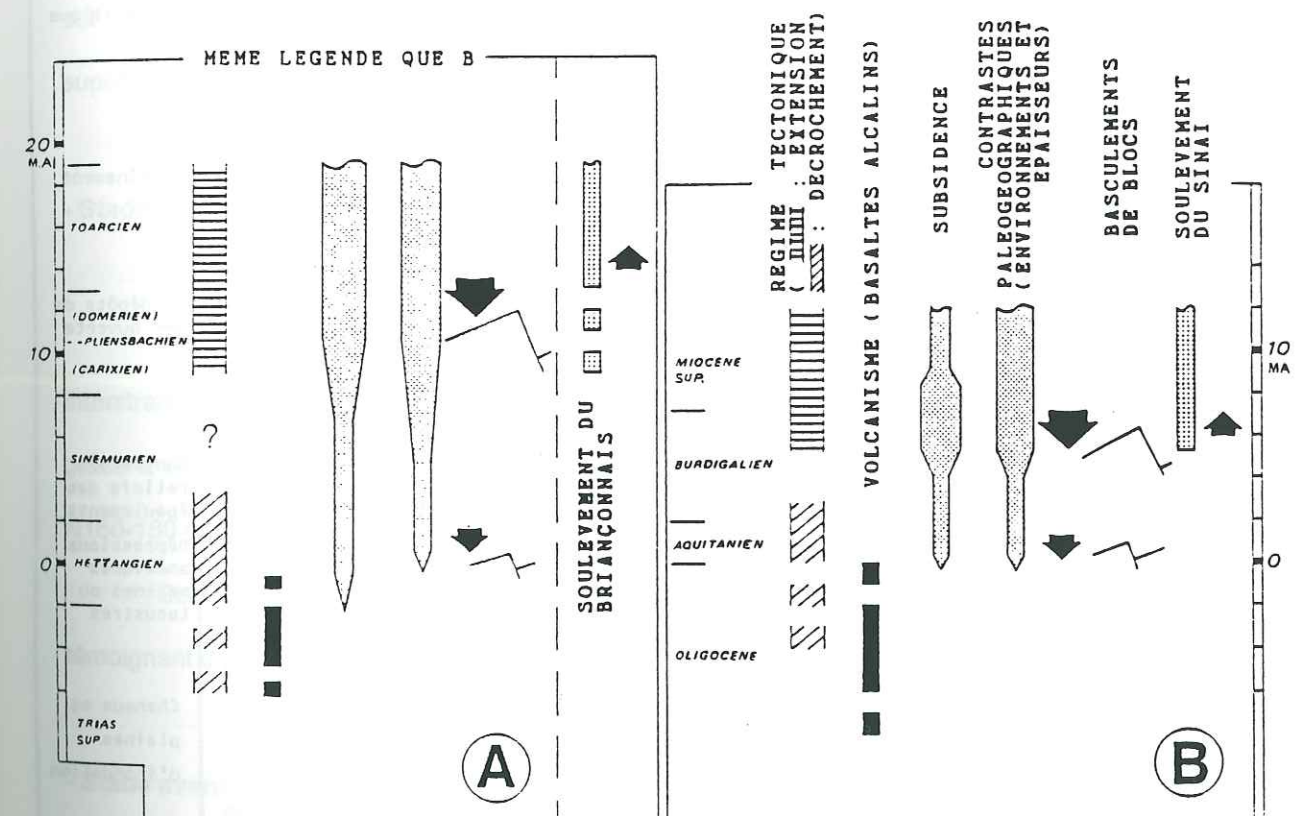


Fig. 5 - Confrontation de l'histoire tectonique et sédimentaire d'un secteur de la marge passive européenne (massifs dauphinois, (A) avec celle du rift néogène de Suez, (B) (n.b: les échelles de temps sont les mêmes) (d'après Dumont et Grand, 1987)

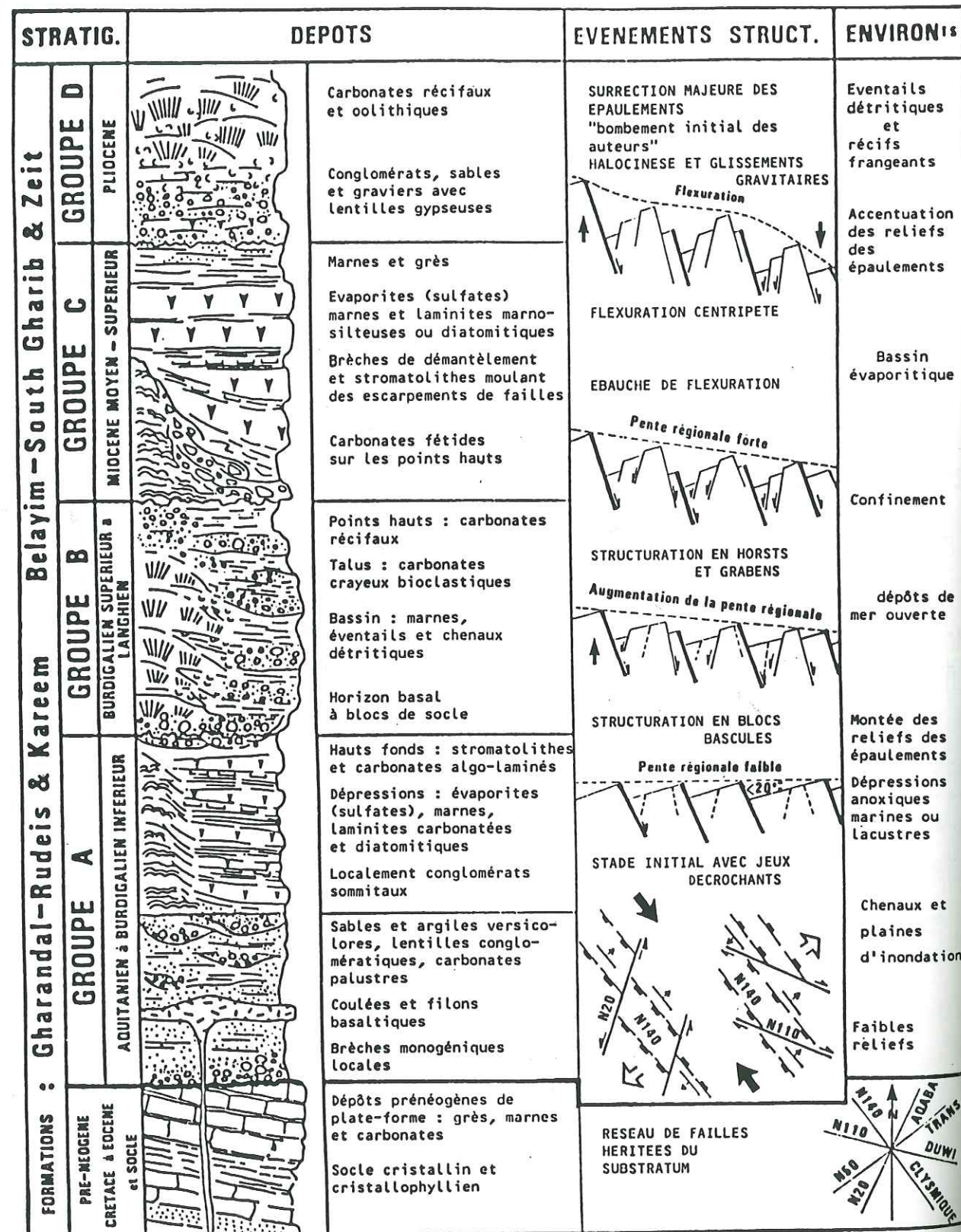


Fig. 6 - Principaux événements sédimentaires et structuraux néogènes dans le Golfe de Suez (d'après Montenat et al, 1986)

III-Evolution géodynamique et tectonique du bassin liasique de Bourg d'Oisans

-Stade pré-rift

Selon Grand (1987), l'étape de pré-rift (Trias moyen à supérieur) est déjà caractérisée par un régime en extension, celui-ci est général sur la plate-forme européenne. La direction d'extension est orientée N-S. Les structures correspondantes sont des failles normales à faible rejet orientées N60-70 à N100-110. La sédimentation de carbonates de plate forme (essentiellement des dolomies) est réduite et se produit en mer très peu profonde. Ceci marque la fin du stade pré-rift (Trias supérieur).

- Stade initial du rifting (passage Trias-Lias à Lias inférieur).

Cette étape est marquée par les émissions de basaltes alcalins qui sont systématiquement interstratifiées dans les séries de l'extrême sommet du Trias. Ces laves sont arrivées à la surface grâce à un système fissural caractérisé par deux directions principales et synchrones des dykes : N160-180 et N10-30.

Cet épisode tectonique s'accompagne de l'apparition de sédiments hémipélagiques, témoignant d'un net approfondissement par rapport au Trias.

- Stade avancé du rifting (fin du Lias inférieur, Lias supérieur).

L'extension se stabilise selon une direction proche de W.NW-E.SE à NW-SE, ceci correspond à la phase paroxysmale du rifting sur cette portion de la marge européenne téthysienne.

Le modèle proposé suggère que le rifting, sur cette portion de la marge européenne de la Téthys Ligure ait débuté par une phase transitoire décrochante, caractérisant le Lias inférieur et déjà sensible dès l'extrême sommet du Trias. Cette période transitoire précède la phase principale d'extension et de basculement des blocs.

L'étude de ces trois exemples de 1) rift avorté, 2) rift au stade Mer Rouge (**Boillot, 1990**), et 3) plein océan montre que le temps d'évolution de la période syn-rift, à partir des émissions volcaniques, varie de 23 Ma dans le premier cas, à plus de 25 Ma dans le second cas et enfin à 30-35 Ma pour l'Océan Ligure, limite Trias-Lias à Aalénien, (**Barfety, 1985**).

LE CAS DE L'ATLANTIQUE SUD

Dans le cas particulier de l'Atlantique Sud plusieurs chapitres sont à considérer : l'histoire tectonique, l'histoire de la sédimentation et l'histoire magmatique.

HISTOIRE TECTONIQUE

1 - Généralités

L'histoire tectonique de l'ouverture de l'Atlantique Sud se trouve résumée chez **Rabinowitz et Labrecque (1979)** pour la partie méridionale, de part et d'autre de la ride Rio Grande-Walvis.

Au Sud de la ride de Walvis, **Rabinowitz et Labrecque (1979)**, ont étudié les anomalies gravimétriques et magnétiques bordant les marges continentales de l'Atlantique Sud méridional et ont proposé un modèle pour les limites entre les socles océanique et continental.

Des anomalies magnétiques linéaires sont associées aux marges. Elles peuvent être considérées comme les effets des bordures séparant le socle océanique du socle continental. Des gradients des anomalies de gravité isostatique coïncident avec les anomalies magnétiques.

Grâce à cela **Rabinowitz et Labrecque (1979)**, ont déterminé des pôles de rotation pour l'Océan Atlantique Sud entre 130 et 107 M.A. et entre 107 et 80 MA. Le premier pôle satisfait non seulement les données géographiques dans les régions méridionales, mais permet aussi d'expliquer beaucoup de problèmes au Nord de la ride Rio Grande - Walvis. Ces problèmes sont :

- la date du commencement de la sédimentation sur la marge Nord du Brésil,
- l'origine des événements compressifs le long de la marge du Venezuela,
- le début de la circulation marine ouverte entre les océans Atlantique Nord et Sud.

Les paléo-reconstructions permettent aussi de définir l'âge du sel, plus jeune que l'anomalie magnétique M0 daté de 119 Ma selon **Sibuet et al (1984)**, et déposé sur la croûte océanique.

Les altitudes du socle océanique sont les reliques d'un phénomène transitoire associé aux marges récemment séparées comme le long des rifts Est Africain et de la Mer Rouge.

2 - Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur selon Guiraud et Maurin (1991)

A) Marge Congo-Gabon

Le rifting a été très actif durant le Néocomien, avec la formation de blocs basculés liés au jeu de failles normales synsédimentaires. Selon **Maurin et Guiraud (1990)** l'étude de la bordure orientale du bassin Congolais a montré que ces structures s'étaient formées dans un régime caractérisé par une direction d'extension proche de N030 E.

B) Marge Côte d'Ivoire-Bénin

D'après **Masclé et al (1989)** le domaine compris entre la Sierra Leone et le Bénin correspondrait à une marge transformante, caractérisée au Crétacé inférieur par des coulissages dextres s'effectuant le long des grandes failles de Saint-Paul, de la Romanche et du Chain, de direction N050 à N080. Ces auteurs ont constaté une succession de segments transformants et de segments divergents, des bassins intra-continentaux. L'importance des déformations augmente en direction des zones coulissantes. De plus, les déformations sont scellées par la discordance de l'Albien terminal-Cénomanién inférieur. Tout ceci indique que c'est vers le passage Albien-Cénomanién que se sont complètement dissociées les croûtes continentales de l'Afrique et du Brésil (**Masclé et al., 1989; Popoff et al., 1989**).

C) Bénoué

Selon Alix (1983) et Guiraud (1990 a et b), dans le Nord du bassin de la Bénoué, la série débute par un puissant ensemble continental à dominante argileuse, envahi sur ses bordures par des mégabèches liées au jeu de failles synsédimentaires. Des basaltes alcalins et des rhyolites hyperalcalines d'âge jurassique supérieur à albien envahissent les bordures. Ces injections de basaltes transitionnels, sont datées à 103 ± 5 Ma (Popoff et al. 1982), les rhyolites étant elles-mêmes datées à 113 ± 7 Ma, (Umeji et Caen - Vachette, 1983).

D) Centre Nord Cameroun

Il existe dans le Nord du Cameroun plusieurs petits bassins d'âge hauterivien à aptien inférieur (Brunet et al. 1988, Popoff, 1988). Il s'agit de demi-grabens contrôlés par des failles normales synsédimentaires.

Les parties les plus profondes des bassins correspondent à des synclinaux synsédimentaires.

L'analyse microtectonique dans plusieurs des bassins étudiés montre que la déformation synsédimentaire était liée à un régime décrochant-distensif d'extension, proche de N160 et de raccourcissement proches de N070.

Il existe aussi dans ces bassins des coulées de basaltes alcalins interstratifiées et des sills et dykes de dolérites ou de basaltes.

Ce magmatisme peut être comparé à celui existant dans le Nord-Est du Brésil et qui s'est manifesté autour de 110 à 130 Ma (Sial et al, 1976) sur le bord Sud du bassin de Potiguar ou dans le bassin de Paraíba-Maranhão.

Les coulées de basaltes alcalins transitionnels ont été datées à 127 ± 6 Ma en Haute Bénoué (Baudin, 1986).

En résumé, d'après Guiraud et Maurin (1991) le domaine affecté par le rifting au Crétacé inférieur est très vaste, puisqu'il intéresse à la fois la marge atlantique depuis la Guinée jusqu'à l'Afrique du Sud, et le domaine intraplaque de la Tunisie à l'Afrique orientale (fig. 7).

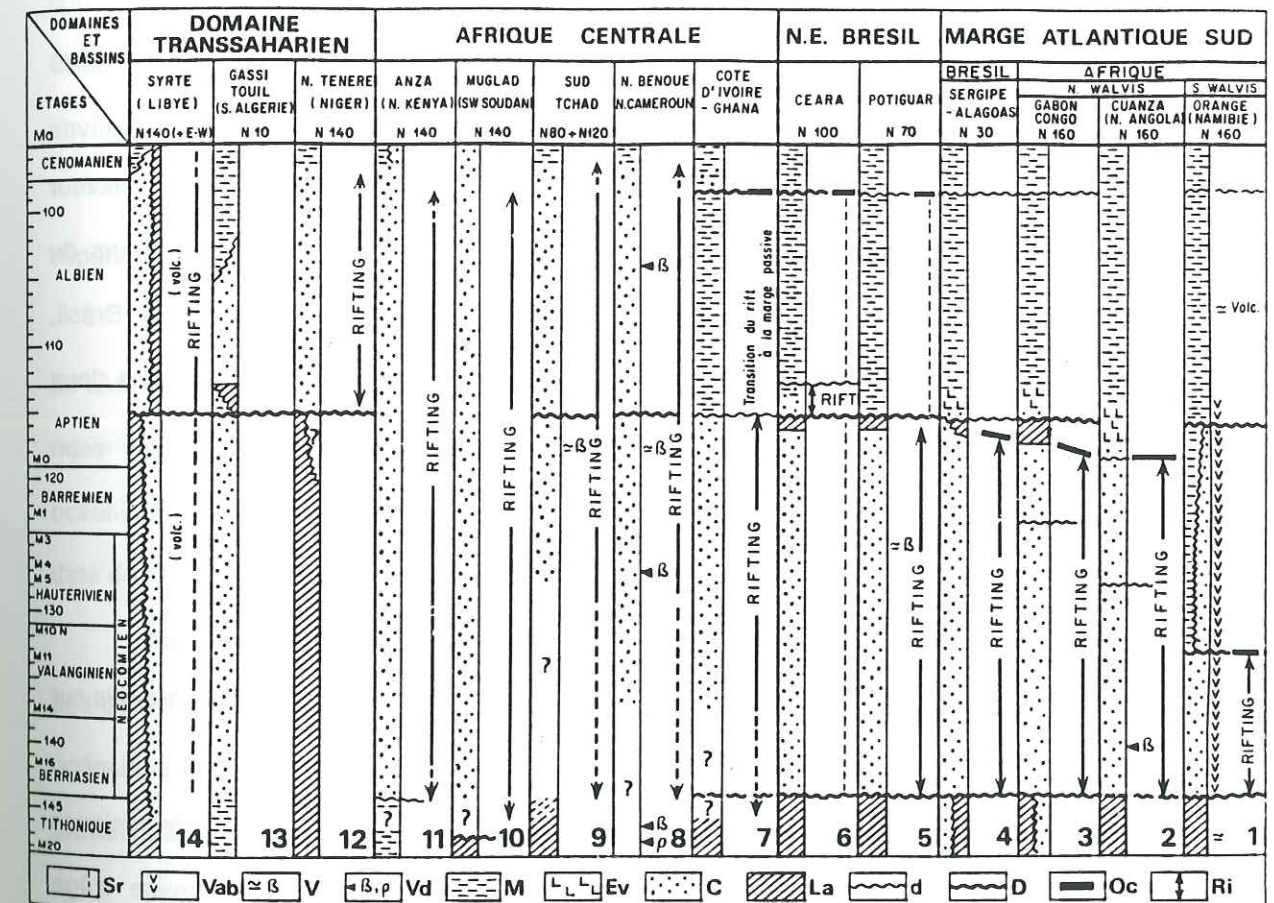


Fig. 7 - Chronologie comparée des épisodes tectono-sédimentaires des principaux bassins d'Afrique et du Nord-Est du Brésil au Crétacé inférieur (d'après Guiraud et Maurin, 1991).
Symboles: Ri: rifting; Oc: océanisation; D: discordance majeure; d: discordance mineure; La: lacune; C: série continentale; Ev: évaporites; M: série marine; Vd: épisode magmatique bien daté (basaltes, rhyolites); V: épisode magmatique mal daté; Vab: magmatisme abondant; Sr: série très peu épaisse.

Le rifting est polyphasé, avec des étapes d'initiation ou d'arrêt de la subsidence: vers la base du Néocomien (140Ma), vers la base de l'Aptien supérieur (110 Ma) et au cours de l'Albien terminal (95 Ma).

3 - Rifting dans l'Atlantique Equatorial

Selon **Mascle et al. (1986)**, l'ouverture de l'Atlantique Equatorial s'opère en deux épisodes majeurs.

Au Jurassique il y a création de la marge guinéenne en relation avec le rifting et l'ouverture de l'Atlantique Central.

Puis la réactivation tectonique de la marge guinéenne et en particulier de son secteur méridional par l'ouverture transformante de l'Océan Atlantique Equatorial se produit au cours du Crétacé inférieur. La marge de Guinée et son équivalent, la région du Démerara, au Nord du Brésil, ne se séparent définitivement qu'au cours de l'Albien. C'est à partir de cette époque que les deux Océans Atlantiques, Central et Sud, d'âges différents, entrent en communication.

4 - Atlantique Sud

L'objectif du présent travail étant d'étudier la période Crétacé-Tertiaire, l'accent sera mis sur les références concernant cet intervalle de temps.

Chang et al. (1990) et **Chang et al. (1992)**, ont décrit la succession des épisodes tectoniques et leur remplissage stratigraphique. Ils distinguent trois séquences syn-rift: la première d'âge Jurassique terminal, la seconde d'âge Néocomien et la dernière d'âge Barrémien. Ces trois séquences comportent des sédiments siliciclastiques et les extrusions volcaniques. L'âge stratigraphique de ces dernières semble se situer entre 135 et 130 Ma (**Odin et Odin, 1990**). La série stratigraphique continue avec: une mégaséquence évaporitique, une mégaséquence carbonatée et deux mégaséquences marines transgressive et régressive.

D'après **Sibuet et al. (1984)**, pour l'Atlantique sud la période de rifting commence à la limite Oxfordien-Kimmeridgien et finit progressivement depuis l'Hauterivien près du plateau Agulhas, jusqu'à l'Albien inférieur dans la région du delta du Niger. Le système de ride Walvis/Rio Grande a fonctionné comme un barrage pour les incursions marines entre les bassins d'Angola et du Brésil jusqu'à l'Aptien moyen.

Le bassin du Paraná, le synclinal Torres (Brésil), la ride orientale de Walvis et la région Kaokoveld (Namibie) forment une zone volcanique originellement continue dans le domaine continental pendant le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, et due à des mécanismes de tension. Cette zone correspond à un bras de rift avorté s'étendant dans l'Amérique du Sud et comprenant environ 100 Km d'extension pendant le Jurassique terminal et le Crétacé inférieur.

Selon **White et Mackenzie (1989)**, l'ouverture de l'Atlantique Sud est un exemple de la séparation continentale sous l'effet d'un point chaud et de son anomalie thermique associée (**fig. 8**).

Cette ouverture a généré une intense activité magmatique sur les deux marges de l'Afrique et de l'Amérique méridionales, en déposant d'énormes volumes de basaltes continentaux, et a formé les rides volcaniques épaisses du Rio Grande et de Walvis. La première apparition du plancher océanique entre l'Afrique et l'Amérique du Sud a commencé dans le bassin du Cap à peu près à la date de l'anomalie M9 : 130 Ma (**Haq et Van Eysinga, 1987**).

Au Nord de la Baie de Walvis (1000 Km plus au Nord) la formation du plancher océanique n'a pas commencé avant l'anomalie M4, soit 3 à 5 Ma plus tard. Le début de la formation du plancher océanique a été précédé par une longue période de rifting intracontinental s'étendant peut-être sur plusieurs dizaines de Ma.

Une grande proportion des réflecteurs sismiques dans le bassin du Cap sont situés sur le continent au niveau de l'anomalie M10 : (132 Ma) ce qui suggère que les basaltes responsables de ces réflecteurs ont été produits immédiatement avant et pendant le tout début de la formation du plancher océanique.

Sur la marge Atlantique Sud on peut supposer que la marge est restée anormalement élevée pendant le rifting. La preuve de ceci est donnée par des basaltes très amygdalaires dans les réflecteurs plongeants et par la présence de sédiments d'eau peu profonde et de couches rouges continentales contemporaines du début du plancher océanique surmontant les réflecteurs plongeants.

En général le pic principal du volcanisme apparaît juste quelques Ma après le commencement de l'activité ignée. Les basaltes surmontent souvent, sont intercalés avec, ou sont recouverts par des sédiments subaériens ou d'eau douce. Ceci indique leur origine aérienne. Il y a aussi des évidences de soulèvement régional avant le volcanisme effusif. Quand la date du début de l'ouverture océanique rapide est précise, on peut voir que le pic de l'activité volcanique coïncide avec le début de l'ouverture océanique.

Les points chauds alimentent des champignons de manteau anormalement chaud sous la lithosphère. Leur diamètre est normalement de 1500 à 2000 Km et la température est d'environ 100 à 150°C plus élevée que la normale.

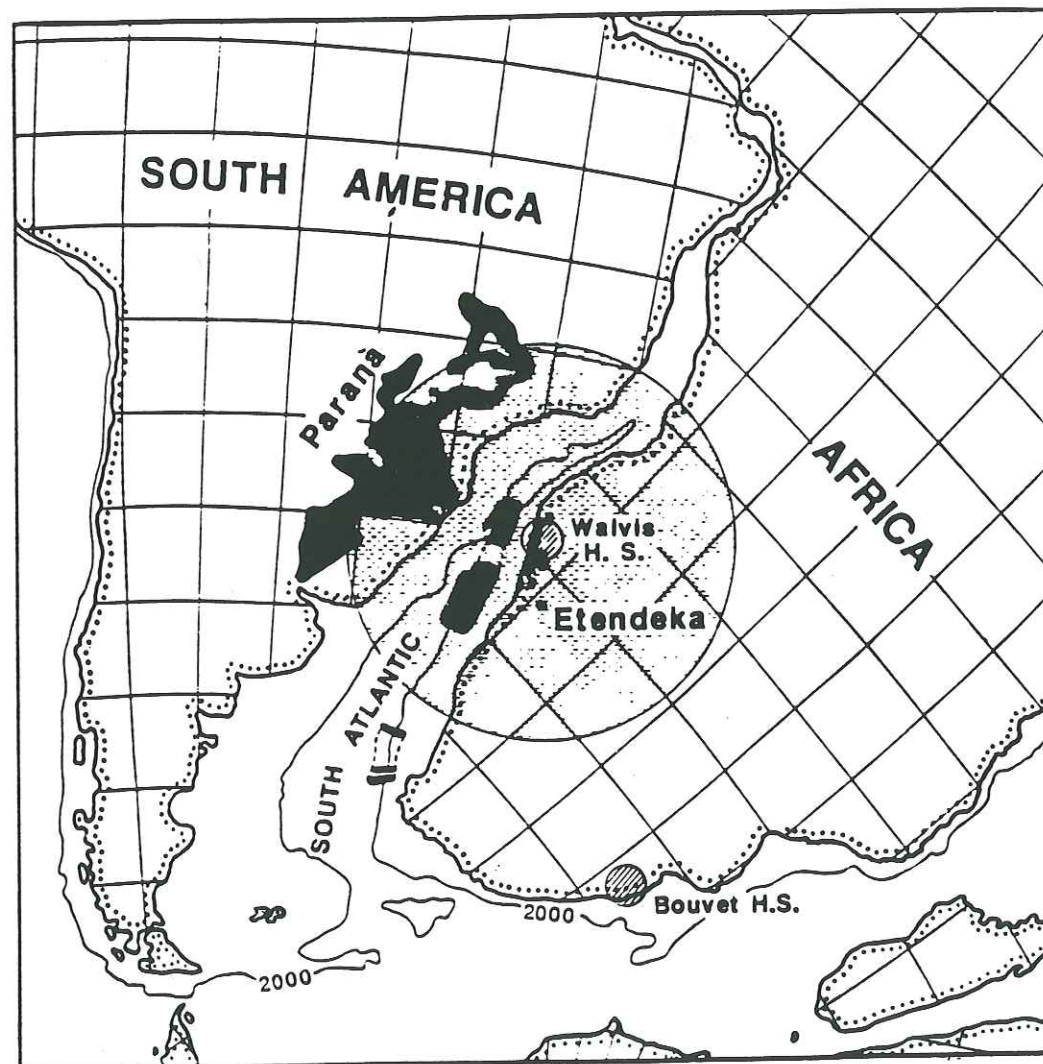


Fig. 8 - Reconstruction de l'Atlantique Sud lors de l'anomalie M4 (environ 120 Ma) peu après le début de la dérive océanique. Les zones noires représentent les régions couvertes de basaltes. La zone grisée autour du point chaud Walvis montre l'extension du champignon de manteau anormalement chaud (d'après White et Mackenzie, 1989)

Quand la lithosphère est amincie par le rifting, la décompression du manteau asthénosphérique ascendant produit du magma qui monte rapidement vers la croûte.

L'accroissement relativement faible de la température autour du point chaud augmente de manière dramatique la quantité de liquide produit par la montée passive.

Ce travail explore en détail les prédictions du modèle de rifting sur un point chaud pour ce qui concerne: le volume de roches ignées produit, leurs signatures géochimique, sismique et densimétrique, l'effet sur la subsidence des marges et la répartition dans le temps de l'activité volcanique.

Un point chaud ne causera pas toujours la séparation continentale, de même que le rifting continental n'apparaît pas toujours sur des points chauds. Toutefois, la présence d'un point chaud entraîne une surrection dynamique considérable et des forces de tensions additionnelles dans la lithosphère. Ainsi, si le champ des forces dans une région donnée est tel qu'un rifting pourrait être déclenché, le démarrage d'un nouveau point chaud sous cette zone, ou le passage de la zone sur un point chaud existant, peuvent facilement conduire au rifting de la lithosphère. De plus si le rifting commence tout de suite après le démarrage d'un point chaud nouveau, l'anomalie de température va conduire à la génération de quantités particulièrement importantes de liquide quand le manteau subit sa décompression.

Les reconstructions des relations spatiales entre l'axe de divergence, le point chaud de Tristan da Cunha et la structure volcanique Walvis Rio Grande, montrent que, vers 70 Ma, l'axe de divergence a commencé à migrer vers l'ouest hors du point chaud, lequel s'est alors trouvé sous la plaque Africaine (fig. 9).

Dans le modèle de Dumont et Grand (1987), le déclenchement du rifting est attribué à des mouvements tectoniques décrochants d'origine lithosphérique. L'intervention du rifting "actif" d'origine mantellique intervient au bout de quelques Ma. seulement. Ce modèle ne nécessite pas une surélévation des lèvres du rift.

Ce modèle est contraire à celui observé dans l'Atlantique Sud où le facteur déclenchant est le point chaud de Tristan da Cunha et où l'ouverture du rift s'accompagne d'émissions volcaniques extrêmement importantes et d'une surélévation des lèvres.

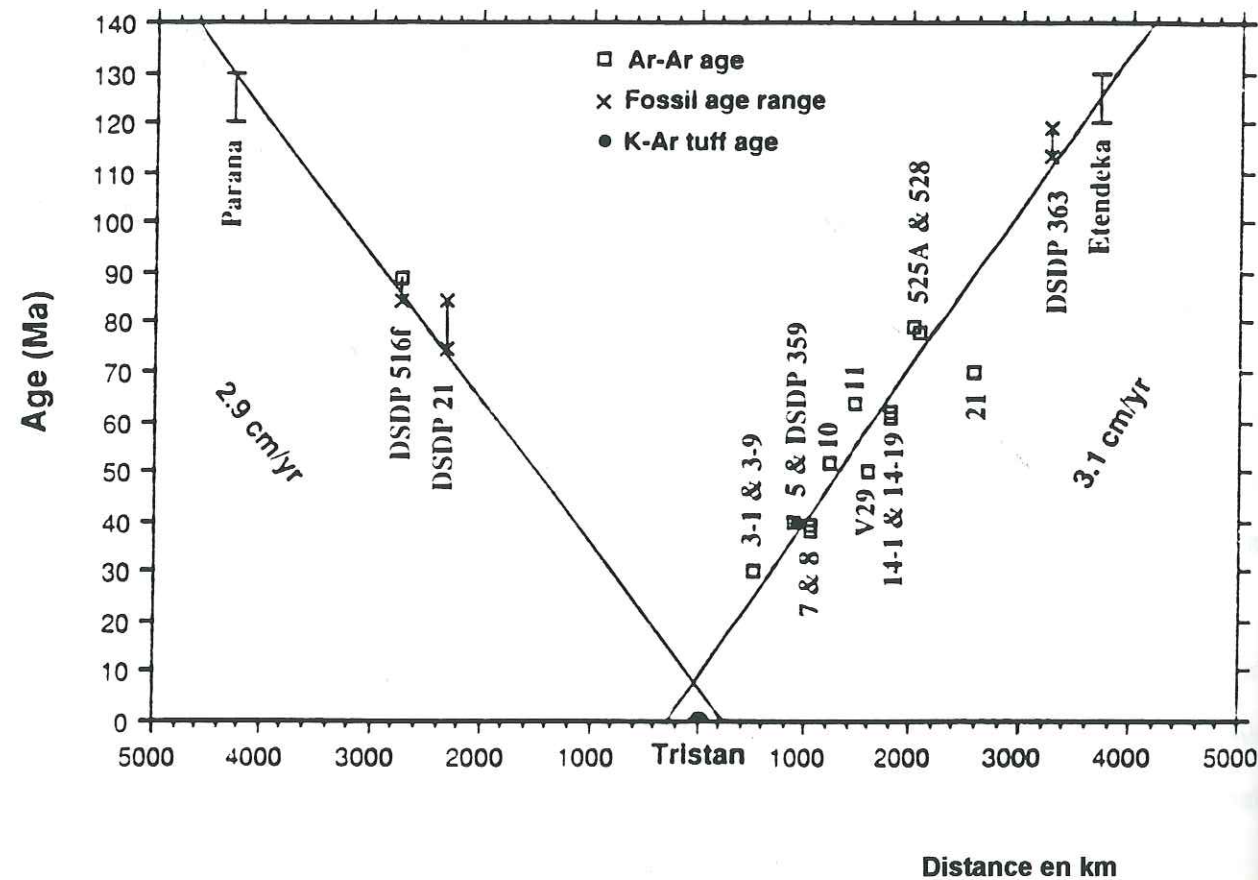


Fig. 9 - Distance depuis Tristan da Cunha le long des chaînes volcaniques (km). Toutes les données chronologiques disponibles pour les chaînes Walvis et Rio Grande ont été figurées en fonction de leur distance depuis Tristan da Cunha. Une régression linéaire a été calculée pour ces données, avec un âge de 0 Ma défini pour Tristan da Cunha. Les vitesses de migration de l'Afrique et de l'Amérique du Sud sur le point chaud Tristan da Cunha ont été estimées à 3,1 et 2,9 cm/an, respectivement (d'après O'Connor et Duncan, 1990).

D'après França et Potter (1991), dans le groupe Itararé (Carbonifère-Permien) le membre Rio Grande a une matrice détritique réduite et la plupart de sa porosité est secondaire, due à l'acide carboxylique et au CO_2 formés lorsque les basaltes Jurassiques, Crétacés, les sills, et les dikes ont été "intrudés" dans le bassin du Paraná au moment où le Gondwana s'est ouvert.

Selon Peate et al. (1990), la superposition des unités stratigraphiques des basaltes vers le Nord et les changements de composition dans les sills intrusifs dans la série sédimentaire du bassin du Paraná impliquent que le site du magmatisme ait migré d'environ 750 Km vers le Nord pendant l'événement volcanique.

Sur le côté Africain l'épisode principal d'extrusion de lave dans la province de Etendeka est relié étroitement avec le début du plancher océanique.

Par ailleurs, Conceição et al (1988) présentent quelques données semblant indiquer que des manifestations tectoniques et magmatiques sont déjà sensibles de la période Triasique, y compris l'intrusion de sills de diabase. Ils font appel à la théorie des impulsions tectoniques pour expliquer que la séparation Afrique - Amérique du Sud s'est effectuée en plusieurs étapes.

Radiochronologie des roches magmatiques de l'Atlantique Sud

Selon O'Connor et Duncan (1990), qui ont obtenu par la méthode de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ des âges de cristallisation de roches volcaniques de la ride Walvis et du massif Rio Grande, la distribution progressive de ces âges suggère une source commune sous la forme d'un point chaud sous l'île de Tristan da Cunha, pour les roches volcaniques ci-dessus et pour les basaltes de Etendeka (Namibie) et du Paraná (Brésil).

Rocha Campos et al (1989) ont présenté la répartition statistique des datations K/Ar obtenues en roche totale sur les roches basaltiques du Bassin du Paraná. Dans la partie nord du bassin les résultats s'étagent de 160 à 80 Ma environ, avec un mode de la courbe de répartition vers 135 Ma. Dans la partie sud la courbe est plus étalée et le mode se situe entre 125 et 130 Ma, et les valeurs extrêmes sont 155 et 85 Ma.

Au contraire, **Baksi et al (1991)**, **Renne et al (1992 a et b)** ont utilisé la méthode de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ également sur des roches totales basaltiques et ont trouvé un résultat fondamentalement différent. Les âges mesurés sont compris entre 135 et 130 Ma (**Baksi et al, 1991**), entre 132,9 et 132,0 Ma (**Renne et al, 1992a**), entre 132,9 et 131,4 Ma (**Renne et al, 1992b**), à 132,4 et 132,9 Ma (**Hawkesworth et al 1992**).

Une controverse apparaît clairement entre les résultats des deux méthodes: la méthode K/Ar conventionnelle donne une répartition très dispersée: 165 à 80 Ma, que la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ montre un intervalle de temps beaucoup plus restreint: plus ou moins un million d'années. **Rocha Campos et al (1989)** suggèrent eux-mêmes l'explication de ce phénomène en soulignant que une grande partie de la masse d'un échantillon de roche totale basaltique est constituée de verre, de feldspaths mal cristallisés, mauvais rétenteurs de l'argon radiogénique. **White et MacKenzie (1989)** ont compilé les données concernant les grands épanchements de basaltes de trapp (**tableau 1**), d'où il ressort que les durées d'extrusion sont toujours très courtes: moins de 4 Ma, ce qui est incompatible avec l'intervalle de mise en place suggéré par **Rocha Campos et al (1989)**.

Tableau 1 - Principaux épanchements de basaltes de trapp et fragmentation continentale (Modifié d'après White et MacKenzie, 1989)

Bassin Océanique	Province Magmatique	Basaltes de Trapp	
		Intervalle de temps (Ma)	Durée (Ma)
Atlantique Nord	Prov. magm. tertiaire britannique	63 - 52	2 - 3
	Groenland oriental	57 - 53	environ 3
	Groenland occidental	62 - 53	3 - 4
Atlantique Sud	Paraná	130 - 120 (1)	1 à quelques Ma
	Etendeka	128 - 113 (1)	2
Océan Indian	Deccan	67 - 60 (1)	environ 0,5
Mer Rouge	Ethiopie	30 - 15	très intense au début
	Aden et Yemen	29 - 20	très intense au début
Gondwana	Karoo	200 - 175	quelques Ma
	Antarctique	179 - 162	quelques Ma
Pacifique Nord	Columbia	17 - 6	< 3,5 Ma

(1) sous réserve de vérification, voir chapitre IV.5.3.

Gomes et al (1990) ont rassemblé les données radiochronologiques obtenues sur les roches alcalines. Il ressort de cette étude que ces roches alcalines se sont mises en place entre 155 et 63 Ma. Toutefois, à l'exception de quelques rares âges Rb/Sr, toutes ces datations ont été obtenues par la méthode K/Ar conventionnelle sur roche totale. Par conséquent, la même réserve émise pour les basaltes est valable ici aussi.

CHAPITRE II

METHODES ANALYTIQUES

CHAPITRE II

METHODES ANALYTIQUES

Introduction

Du gisement à l'obtention des résultats la succession des opérations est la suivante:

- Prélèvement des échantillons
- Préparation des fractions inférieures à 2 μm
- Préparation et purification des minéraux séparés
- Diffraction de rayons X - Appareillage et interprétation
- Datation potassium-argon
- Analyses isotopiques rubidium-strontium
- Détermination du profil de terres rares

Mon intention n'est pas de décrire ici tous les appareillages et les techniques utilisés. Mais seulement d'en présenter les aspects particuliers aux types d'échantillons étudiés et aux analyses isotopiques, de préciser les conditions d'analyse, et de souligner quelques astuces.

J'ai utilisé deux types d'échantillons: les uns mous et les autres indurés. Dans le premier cas la préparation consiste simplement à disperser la fraction inférieure à 2 μm par ultra-sons (voir plus bas pour les détails). Dans le second cas plusieurs opérations sont nécessaires: examen au microscope électronique à balayage (MEB), broyage, tamisage.

I - ECHANTILLONNAGE: METHODES ET MATERIEL UTILISES

1 - LE PRELEVEMENT DES ECHANTILLONS

Dans l'étude géochronologique des roches sédimentaires le prélèvement des échantillons est une phase très importante. Les problèmes que ces roches posent sont différents de ceux des roches volcaniques et plutoniques. L'intempérisation des sédiments à l'affleurement est un facteur général très gênant; donc il faut y être très attentif au moment de l'échantillonnage, et par conséquent prélever les échantillons de la manière la plus minutieuse possible. En effet, sous l'effet de l'intempérisation très active dans les climats tropicaux, les minéraux ou les roches perdent du rubidium et du strontium, mais aussi du potassium et de l'argon (Clauer, 1976).

Dans le cas particulier des argiles accompagnant les filons, ce problème est moins crucial car les argiles sont prélevées en profondeur, mine ou sondage. L'intempérisation a moins de chance d'atteindre des échantillons provenant de la sub-surface que ceux de la surface.

Toutefois, Bonhomme et Ribeiro (1985) ont montré le risque d'altération observé à grande profondeur (> 200 m) dû à des circulations visibles d'eau venant de la surface. Les échantillons d'argiles doivent donc être récoltés le plus profondément possible et loin de toute infiltration d'eau.

Ces précautions se révèlent d'autant plus indispensables que la presque totalité du domaine d'étude se situe en régime tropical humide; et que dans ces conditions la profondeur atteinte par l'intempérisation peut être grande et pas toujours facilement définissable.

Six campagnes de terrain ont été réalisées pour effectuer le prélèvement des échantillons; les échantillons associés aux minéralisations ont été collectés dans le voisinage immédiat du minerai lui-même. Sans préjuger de l'association génétique, la proximité géométrique a partout été privilégiée: les argiles étant récoltées soit le long des filons, soit à l'intérieur du minerai, dans des fissures ou des cavités, soit dans les cas les moins favorables dans des fractures de l'encaissant immédiatement proches du minerai. Un soin tout particulier a été apporté à éviter au maximum les argiles de surface, pour limiter les effets de l'intempérisation et les argiles de couleur ocre, l'oxyde de fer étant, par expérience, un indicateur fréquent de circulations d'eau à partir de la surface.

2 - LOCALISATIONS DES ECHANTILLONS

2.1 - Localisations des argiles de venues minéralisées

Les argiles des venues minéralisées proviennent des localités suivantes:

-Mine de fluorite Santa Catarina, Criciúma, État de Santa Catarina, (Bastos Neto et al, 1991b), sur un filon orienté N 20 E (argile en mine). Dans cette occurrence minérale, ont aussi été récoltés des échantillons de carottes dans les sondages d'étude RF 1 C et RF 3. Ces échantillons, 87 MB 51 à 58 et 87 RPM 01 à 03, ont été choisis à différents niveaux pour couvrir tout l'intervalle des grès.

-Mine de fluorite Nossa Senhora do Carmo, Criciúma, État de Santa Catarina, échantillons d'argiles en mine.

-Mine de fluorite dans le filon delta, orienté EW, à environ 30 km au sud de Sierra Grande, Patagonie, Argentine; deux échantillons d'argile proviennent de fissures dans la Mine de fer Sierra Grande (87 MB 113, 87 MB 114), les trois autres échantillons (87 MB 122 à 124) ont été choisis dans des zones altérées d'un sondage de recherche qui traverse la couverture de volcanites jurassiques.

-Mine de fluorite CBA, Sete Barras, Adrianópolis, État du Paraná, échantillons de surface.

-Mine de fluorite Mato Preto, Cerro Azul, État du Paraná, échantillons de surface.

-Mine de fluorite Mato Dentro, commune de Apiaí, vallée du Ribeira, État de São Paulo, échantillons collectés entre 9,50 m et 15,60 m de profondeur dans différents puits de recherche.

-Mine de fluorite de la Société Sartor, commune de Itaboraí, district de Tanguá, État du Rio de Janeiro, échantillons collectés dans le filon à 63 et 80 m de profondeur environ.

-Mine de fluorite de la Société Emitang, commune de Itaboraí, district de Tanguá, État du Rio de Janeiro, échantillons de surface.

-Mine d'uranium de Poços de Caldas, État de Minas Gerais, les échantillons ont été prélevés dans des carottes des sondages de recherche n° 91 WC 11 et 91 WC 24. La limite de balancement des nappes phréatiques y est marquée par des accumulations locales de pechblende. Les échantillons ont donc été récoltés sous cette limite pour éviter les effets de l'intempérisation (87 MB 01 à 06 et 11 à 15 respectivement). Un échantillon (87 MB 31) provient de la carrière exploitée comme mine d'uranium dans la zone hydrothermalisée.

-Mine d'uranium de São José de Espinharas, État de Paraíba, la société Urânio do Brasil m'a permis d'échantillonner toutes les carottes des sondages EBH.

-Mine d'uranium de Itataia, commune de Santa Quitéria, région centre-nord de l'État du Ceará, à 45 km sud-est du centre de la commune et à 15 km WSW de la ville de Itatira, les échantillons des carottes des sondages (88 AM 01 à 12) ont été fournis par la Société Nuclebrás.

2.2 - Les carottes provenant du Bassin du Paraná

Toutes les carottes ont été fournies par la société Petrobrás, à partir des sondages de l'ex-compagnie Paulipetro, sondages numéros: 2 TB 1 SP, 2 AL 1 SC, 2 AR 1 SP, 2 CS 1 PR, 1 CS 2 PR, 2 RP 1 PR, et 2 RI 1 PR.

Les argiles diagénétiques ont été choisies dans le puits profond 2 TB 1 SP à partir des carottes forées dans la formation Furnas, d'âge Silurien Dévonien. La profondeur de prélèvement est de 4500 m à 4910 m dans l'une des zones les plus profondes du bassin de Paraná. Dans les autres puits, les profondeurs de prélèvement de la Formation Furnas sont respectivement: 2 AL 1 SC : 3406m; 2 AR 1 SP: 3441m à 3451 m ; 2 CS 1 PR: 3811 m; 1 CS 2 PR: 3831 m; 2 RP 1 PR: 4491 m à 4494 m; 2 RI 1 PR: 5169 m à 5173 m.

Les argiles des échantillons de ces sondages ont été sélectionnées au microscope électronique à balayage. Les échantillons, après avoir été choisis, ont été traités et leur traitement comprend un broyage modéré et une séparation par ultra sons.

2.3 - Les minéraux d'altération des basaltes

2.3.1 - Les Basaltes altérés

Les échantillons de feldspath plagioclase B 1038 PI, B 880 PI, et B 784 PI, proviennent de basaltes altérés choisis et fournis (par le professeur Enzo Piccirillo de l'université de Trieste, Italie) à partir d'une collection importante récoltée dans le bassin du Paraná.

2.3.2 - Les Argiles et les Céladonites

L'un des échantillons de basalte altéré a pu fournir à la fois une fraction argileuse banale: B 1013 A et des grains de céladonite B 1013 G. D'autres céladonites ont été extraites et préparées à partir d'échantillons de basalte de surface, par grattage à la fraise de dentiste sur la face externe des vacuoles à agate, quartz ou améthyste. Ces dernières ont été extraites des basaltes microporphyriques amygdalaires de la région de Planalto, État du Rio Grande do Sul, Brésil, (Scopel. R.M., en préparation).

2.3.3 - Les Apophyllites

Les apophyllites sont des fragments d'échantillons de collection, récoltés dans des vacuoles des basaltes et ont subi un broyage et un tamisage dont la fraction 315-400 µm a été retenue.

2.3.4 - Les Zéolites

L'examen aux rayons X a montré que les échantillons de zéolites fournis ne contiennent aucun minéral potassique. Par conséquent aucun d'entre eux n'a été étudié (scolécite, natrolite, laumontite)

Tous ces types d'échantillons témoignent des mécanismes d'altération interne des basaltes de la Formation Serra Geral, d'âge jurassique supérieur - crétacé inférieur, dans le Bassin du Paraná, Brésil (Rocha Campos et al, 1989).

II - TRAITEMENT DES ECHANTILLONS

1 - LE BROUAGE DES ÉCHANTILLONS

Normalement, pour chaque échantillons 500 g de matériel sont largement suffisants pour une étude isotopique.

Les échantillons ont été soumis à une vérification systématique préliminaire de leur qualité ; les dernières traces d'altération sont éliminées. Ensuite les échantillons sont broyés dans un broyeur à mâchoires, puis dans un broyeur à agate pendant 3 à 4 mn. La poudre est alors tamisée et séparée par toutes les tailles de tamis de 80 à 200 μm et la fraction refus du plus grand tamis est broyée de nouveau pendant 3 à 4 mn. L'opération est renouvelée jusqu'à ce que tous les grains aient une taille inférieure à 200 μm . Les broyeurs et les tamis sont systématiquement et soigneusement nettoyés avant le passage de chaque échantillon pour éviter tout risque de contamination.

2- L'EXTRACTION DE LA FRACTION ARGILEUSE

L'ensemble des échantillons A fait l'objet d'une analyse par diffraction des rayons X. Il a fallu pour cela extraire des roches leurs composantes argileuses inférieures à 2 μm . Les techniques de séparation sont différentes en fonction du matériel de départ.

1- Dans le cas de roches dures la technique utilisée est celle décrite par Holtzapffel (1985). Dans ce cas, le broyage ne doit pas aboutir à une poudre trop fine, afin de ne pas concerner les minéraux argileux ($< 2 \mu\text{m}$), dont les propriétés d'hydratation varient avec la taille des particules, et pour ne pas risquer de surbroyage. De nombreux types de broyeurs peuvent être utilisés, selon le type de roches: mortier en agate, broyeurs à anneaux, à couteaux ou à billes.

2- Dans le cas le plus fréquent les échantillons récoltés dans les mines se présentent sous la forme d'une sorte de pâte plastique et humide. Le traitement de ces échantillons consiste à placer la quantité nécessaire de cette pâte dans un appareil à ultra sons pour disperser la fraction argileuse. L'appareil à ultra sons utilisé dans le laboratoire de sédimentologie de Grenoble est de la marque Ultrasonic France, type NSU 157, 120 W. Comme d'autre part ces échantillons sont généralement pauvres en cations dissous, la suspension argileuse tient sans floculation. Eventuellement, un ou deux lavages sont nécessaires.

A partir de cette étape du traitement la suite des opérations est la même que celle utilisée de manière courante pour les extractions de la fraction argileuse à partir des roches dures.

Si l'objectif de l'étude n'était que l'analyse minéralogique, la quantité nécessaire de fraction inférieure à 2 μm serait de l'ordre de 150 mg. Mais comme la destination du matériel argileux est la somme des analyses suivantes : datation K/Ar, analyse isotopique Rb/Sr, analyse de TR, la quantité indispensable se chiffre entre 3 et 5 g. Pour obtenir ce poids de fraction $< 2 \mu\text{m}$, il est donc indispensable de partir d'une quantité suffisante d'échantillon, de l'ordre de 50 à 100 g pour une pâte plastique et de l'ordre de 500 à 1000 g pour une roche dure.

L'ensemble des opérations utilisées sont résumées dans le schéma de la figure 10.

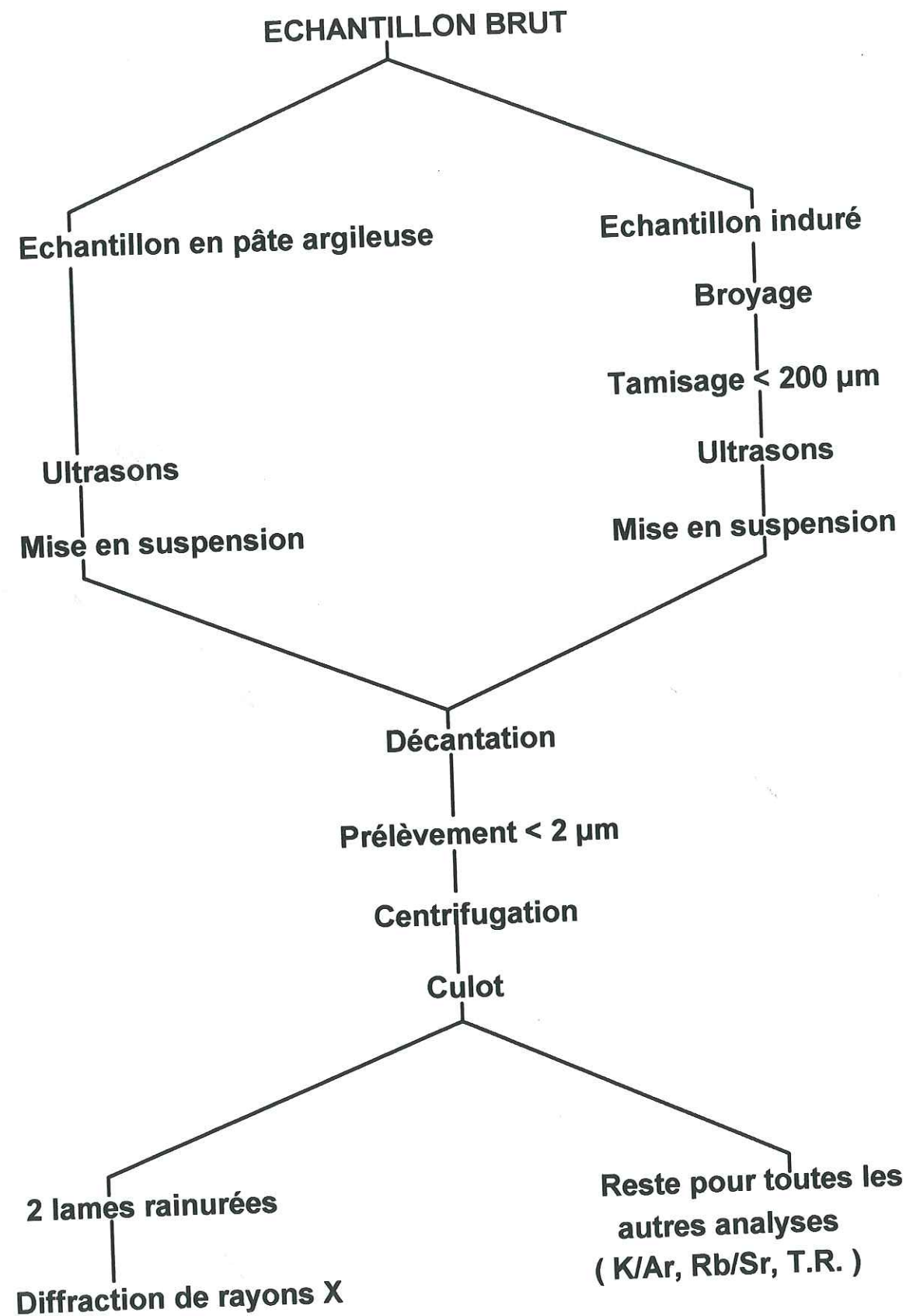


Fig. 10 - Schéma de préparation des argiles pour diffractométrie, analyses chimique et isotopique

III - METHODES MINERALOGIQUES

1 - ETUDE MINERALOGIQUE PAR DIFFRACTION DE RAYONS X

Mossmann (1987) explique que l'étude par la diffraction des rayons X appliquée à des populations < 2 µm extraites, montre qu'elles sont composées d'un mélange de plusieurs espèces minéralogiques : des minéraux argileux tels que la kaolinite, la chlorite ou l'illite et des interstratifiés illite/smectite, avec du quartz, des feldspaths, et des carbonates. L'objectif est donc de déterminer tous les composants et leurs proportions.

Dans ce but on réalise des pâtes ou des agrégats orientés. A la fin des étapes successives décrites par Holtzapffel (1985) on obtient un culot de centrifugation constitué d'une pâte plastique contenant toute la fraction inférieure à 2 µm extraite. Un petit volume de cette pâte est placé au bord de la lame de verre rainurée avec une spatule. La pâte est ensuite étendue dans la rainure à l'aide d'une autre lame de verre. La surface de la pâte ainsi étendue est alors lissée avec un petit pinceau mouillé à l'eau distillée.

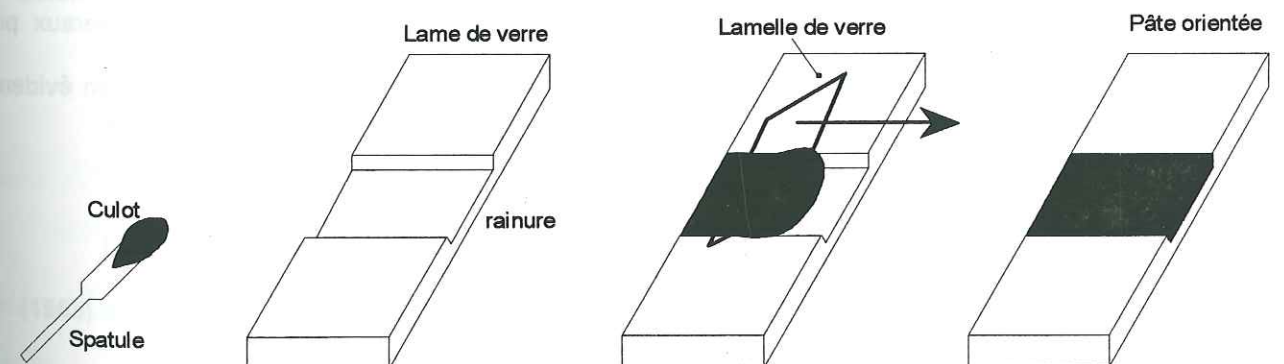


Fig. 11- Confection des pâtes orientées (d'après Holtzapffel, 1985).

Les lames sont séchées à l'étuve à 40°C. Pour chaque échantillon deux lames de ce type sont confectionnées. Le reste de la pâte est aussi séché à l'étuve à 40°C et homogénéisé dans un mortier en agate. Cette poudre homogénéisée peut également être utilisée pour des analyses de poudre non orientée.

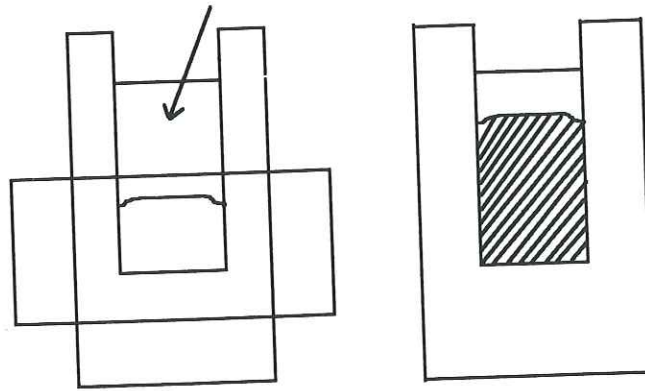


Fig. 12- Schéma de préparation d'une poudre non orientée

La poudre à analyser, après homogénéisation au mortier d'agate, est placée entre une plaquette d'aluminium rainurée et une lame de verre, puis tassée avant d'enlever la lame de verre.

Cette méthode doit être appliquée également pour déterminer la nature des minéraux purs séparés et leurs impuretés éventuelles. La même méthode est indispensable pour la mise en évidence des polymorphes de l'illite.

2 - LA DIFFRACTION DES RAYONS X

2.1 - Appareillage et conditions d'analyse

L'appareil utilisé est un diffractographe de marque Philips constitué de :

- un générateur
- un goniomètre à axe horizontal

- une baie d'analyse
- un enregistreur

Les conditions d'analyse sont :

- anticathode de cuivre,
- tension 40 KV,
- intensité 20 mA,
- fréquence d'émission $\text{CuK}\alpha$,
- le monochromateur est en nickel,
- la vitesse de balayage est de $1^\circ.2\theta / \text{mn}$.

Chaque lame orientée est analysée trois fois :

- un enregistrement sans traitement (N)
- un enregistrement après saturation aux vapeurs d'éthylène - glycol pendant deux fois deux heures minimum sous vide (EG)
- un enregistrement après chauffage à 550°C pendant deux heures (CH).

Ces deux derniers enregistrements obtenus après traitements EG et CH provoquent des déplacements des pics de réfraction (hkl) des argiles, et la comparaison des trois diagrammes permet de déterminer les espèces minérales qui composent la fraction argileuse.

2.2 - Interprétation des diffractogrammes

La détermination des espèces minérales argileuses utilise les techniques décrites par Holtzapffel (1985) et par Moore et Reynolds (1989). Les caractéristiques particulières sont les suivantes :

- Les proportions de chaque minéral sont déterminées à partir de la hauteur du pic 001, sauf pour la kaolinite pour laquelle la hauteur du pic de $7,18\text{\AA}$ est divisée par deux.
- La proportion de chlorite est déterminée en joignant les sommets et les bases des deux pics à $14,2$ et à $7,10\text{\AA}$, et en mesurant la distance qui sépare ces deux segments au niveau du pic à 10\AA de l'illite.

- La composition des interstratifiés I/S se mesure par la position des réflexions 002 et 003 (Moore et Reynolds, 1989).

Tableau 2 - : POSITION (CuK α) DES REFRACTIONS UTILES POUR ESTIMER LE POURCENTAGE D'ILLITE DANS LES INTERSTRATIFIES I/S (Moore et Reynolds, 1989)

% ILLITE	DIMENSION DU DOMAINE	001/002 d(Å) °2 θ	002/003 d(Å) °2 θ	°Δ2 θ
10	0	8.58 10.31	5.61 15.80	5.49
20	0	8.67 10.20	5.58 15.88	5.68
30	0	8.77 10.09	5.53 16.03	5.94
40	0	8.89 9.95	5.50 16.11	6.16
50	0	9.05 9.77	5.44 16.29	6.52
60	1	9.22 9.59	5.34 16.60	7.01
70	1	9.40 9.41	5.28 16.79	7.38
80	1	9.64 9.17	5.20 17.05	7.88
90	3	9.82 9.01	5.10 17.39	8.38

- Dans le cas particulier de l'illite, ont été déterminés l'indice de cristallinité (Kubler, 1966), et le rapport I002(5Å) / I001(10Å) (Esquevin, 1969).

- Les polytypes de l'illite ont été définis à partir des spécifications de Dunoyer de Segonzac (1969).

- Comme l'indique Mossmann (1987) la plupart des fractions inférieures à 2 μ m analysées comportent des minéraux accessoires. Dans le cas des échantillons d'argile provenant des mines, les principaux accessoires sont le quartz, les feldspaths et la fluorite. Dans le cas des échantillons de diagenèse on retrouve le quartz et les feldspaths, à quoi peuvent s'ajouter principalement les carbonates. Pour une détermination d'autres minéraux on peut utiliser le tableau suivant (Thorez, 1975).

Tableau 3 - Réfractions principales, de minéraux non argileux, observables sur les diffractogrammes de préparations orientées (inspiré de Holtzapffel, 1985).

NOM DU MINERAL	2,75Å	3Å	4Å	5Å	6Å	7Å	8Å	9Å
AMPHIBOLES							8.2 à 8.4	
ANALCIME		3.43		5.6				
ARAGONITE		3.27 3.4						
BARYTINE		3.1 3.45						
BOEHMITE		3.16			6.11			
CALCITE		3.85						
CLINOPTILOLITE			4			7.9	8.95	
DOLOMITE	2.90							
FELDSPATHS K		3.26 à 3.3	4.22					
FELDSPATHS Na,Ca		3.18 à 3.25	4.02					
GOETHITE			4.18					
GYPSE		3.06	4.27			7.56		
HEMATITE		3.66						
HEULANDITE							8.95	
LIMONITE			4.18					
PHILLIPSITE		3.21 3.36			6.58	7.15		
QUARTZ		3.33	4.26					
SIDERITE	2.79	3.59						
STILBITE								9.1

3 - LA MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB)

Selon Molins (1980) l'idée de base ayant conduit à la conception du microscope électronique à balayage est de faire correspondre, point par point, à l'aide d'un balayage du type télévision, le point d'impact d'un faisceau d'électrons finement focalisé sur un objet et le spot d'un tube cathodique d'observation.

Le grandissement du système est donné par le rapport existant entre les dimensions du tube cathodique et celles de la zone balayée sur l'objet. On pourra le faire varier en modifiant l'amplitude du balayage de l'objet par le faisceau d'électrons. Sa valeur maximale est limitée en pratique par le diamètre du faisceau au point d'impact. Selon la qualité de l'optique électronique équipant les microscopes, ce diamètre varie de 250 à 50 Å, et dans ces conditions le grandissement maximum utilisable est de l'ordre de 30.000 à 200.000 fois.

La préparation des échantillons s'effectue par vaporisation de carbone ou d'or dans un appareil à pulvérisation. Les échantillons utilisés sont des fragments centimétriques dans lesquels l'observation a porté principalement sur les pores. Dans quelques cas, il a été jugé nécessaire de faire une analyse chimique qualitative par fluorescence X à dispersion d'énergie. Ceci est particulièrement utile pour la recherche de minéraux argileux néoformés potassiques: illite, smectite, I/S.

IV - METHODES RADIOCHRONOLOGIQUES: LES GENERALITES

1 - RAPPEL DES PRINCIPES FONDAMENTAUX DE LA DATATION ISOTOPIQUE

Les méthodes de datation radiochronologique sont fondées sur la transmutation radioactive naturelle d'isotopes de certains éléments. Ces noyaux radioactifs se désintègrent spontanément en isotopes radiogéniques stables après une ou plusieurs étapes intermédiaires. Certaines méthodes de datation mesurent le rayonnement émis par l'isotope radioactif père et sont dites radiométriques. D'autres par contre, fondées sur la mesure des quantités d'isotopes radiogéniques accumulés, sont dites méthodes isotopiques, comme les méthodes rubidium-strontium et potassium-argon. Le rythme de la décroissance radioactive ou de l'accumulation d'éléments radiogéniques est indépendant des conditions géologiques et de certains paramètres physiques tels que la pression et la température.

Ainsi, en connaissant la quantité d'isotope radioactif père et d'isotope radiogénique fils au moment de la mesure, on peut théoriquement déterminer l'âge d'un minéral ou d'une roche à condition de connaître avec certitude la constante de transmutation et qu'il n'y ait eu depuis la fermeture du système, ni perte ni gain d'aucun des isotopes radioactifs ou radiogéniques.

2 - RAPPELS DES LOIS GENERALES DE LA RADIOACTIVITE A L'USAGE DES RADIOCHRONOLOGISTES

2.1 - Le principe de la radioactivité

La loi fondamentale de la radioactivité exprime que la quantité d'isotopes radiogéniques formés par unité de temps est une fonction de la quantité d'isotopes radioactifs présents P et de la constante de désintégration λ .

$$-\frac{dP}{dt} = \lambda P \quad (1)$$

La constante de désintégration radioactive correspond à la probabilité de désintégration d'un atome par unité de temps. C'est une caractéristique intrinsèque à chaque nuclide radioactif, de valeur constante et indépendante de tout paramètre physique.

L'intégration de l'équation (1) s'écrit

$$\int_{N_0}^N \frac{dP}{P} = -\int_0^t \lambda dt$$

$$[\log]_{P_0}^P = -\lambda [t]_0^t$$

$$\log \frac{P}{P_0} = -\lambda t$$

$$\text{donc } P = P_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (2)$$

$$P_0 = P \cdot e^{\lambda t}$$

P_0 représente le nombre d'isotopes père à l'instant initial $t = 0$.

P représente le nombre d'isotopes père à l'instant t .

L'équation (2) permet de déduire l'âge d'un milieu donné en connaissant la quantité d'isotope fils (F) et père (P) présents à l'instant t. On peut écrire en effet :

$$F = P_0 - P$$

$$= P \cdot e^{\lambda t} - P \quad \text{ou} \quad F = P (e^{\lambda t} - 1)$$

$$\text{et} \quad t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{F}{P} \right] \quad (3)$$

En pratique la détermination de l'âge d'un système quelconque exige :

- que les mesures des quantités d'isotopes radiogéniques et radioactifs F et P soient effectuées avec soin et précision, c'est une évidence, mais il faut la rappeler;
- que la constante radioactive soit connue avec précision ;
- que le système soit resté clos entre t_0 et t, c'est à dire qu'il n'y ait eu en aucun cas échange d'un des isotopes radioactifs et radiogéniques en jeu.

2.2 - La datation par la méthode conventionnelle

Selon l'équation (3), il suffit de connaître λ , F et P pour calculer l'âge t d'un minéral ou d'une roche. La méthode conventionnelle consiste donc en l'application directe de cette équation. Si le principe en paraît assez simple, son utilisation est par contre délicate.

L'appareil utilisé (spectromètre de masse) ne permet pas de doser les quantités absolues de chacun des isotopes d'un même élément. Pour tourner cette difficulté, la technique utilisée est celle de la *dilution isotopique*. Cette technique consiste à mélanger une quantité connue du produit contenant l'élément à doser à une quantité connue d'un étalon interne de même nature chimique et de composition isotopique artificielle et connue. Dans l'étalon, l'isotope le plus enrichi est généralement celui qui est le moins abondant dans la nature. La mesure des rapports isotopiques et des rapports de poids entre la

quantité de produits à analyser et celle de l'étalon, et la connaissance des compositions isotopiques naturelles dans l'échantillon, et artificielles dans l'étalon permettent de calculer la concentration de l'élément, de déduire ainsi la quantité d'isotopes père ou fils cherchés.

La détermination précise de la quantité d'isotopes fils et par conséquent de l'âge, devient difficile lorsque l'isotope fils (F) s'ajoute à une quantité importante (I_0) du même isotope déjà présent dans l'échantillon au temps $t = 0$.

La méthode conventionnelle consiste à choisir par convention l'abondance isotopique de cet isotope I_0 au temps $t = 0$, la quantité d'isotopes fils est alors calculée par différence entre la quantité totale de cet isotope et la quantité conventionnelle d'isotopes de même nature, au temps $t = 0$. Dans ce cas deux erreurs s'ajoutent : l'erreur physique sur la quantité totale de l'isotope en question telle qu'elle est déterminée par la mesure au spectromètre de masse et l'erreur conceptuelle toujours possible, sur l'abondance isotopique hypothétique de I_0 . La méthode conventionnelle n'est donc valable que lorsque F est grand devant I_0 , c'est à dire pour les échantillons dont le rapport élément père / élément fils est grand et dont l'âge est ancien. C'est par exemple le cas pour les micas (biotites et muscovites) d'âges précambriens.

Les roches sédimentaires ou les phyllosilicates argileux n'entrent jamais dans cette catégorie par ce qu'ils sont généralement plus jeunes et que le rapport F/I_0 est toujours faible. La méthode des isochrones décrite ci-dessous permet de lever cet obstacle.

2.3 - La datation par la méthode des isochrones

En effet, la méthode des isochrones proposée pour la première fois par Nicolaysen (1961) consiste à considérer comme inconnus à la fois l'âge et la fraction stable I_0 de l'isotope dont l'autre partie est d'origine radiogénique F.

En considérant l'équation suivante : $F = P (e^{\lambda t} - 1)$,

on peut dire en tenant compte de la *fraction stable initiale* (I_0) de l'isotope qui comporte la *fraction radiogénique* F , que la *quantité totale actuelle de l'isotope radiogénique* (A_c) est donnée par la somme de $F + I_0$.

$$A_c = F + I_0$$

$$A_c = P (e^{\lambda t} - 1) + (I_0) \text{ initial} \quad (4)$$

En divisant les deux membres de l'équation (4) par une quantité d'isotope S correspondant à l'un des isotopes stables de l'élément comportant F et dont l'abondance isotopique est la plus voisine de A_c , on obtient:

$$\frac{A_c}{S} = \frac{P}{S} (e^{\lambda t} - 1) + \left(\frac{I_0}{S}\right) \text{ initial} \quad (5)$$

La conséquence de cette manière d'écrire est que les minéraux ou roches cogénétiques ayant connu une homogénéisation isotopique, et possédant des rapports atomiques P / S différents liés à leur nature minéralogique ou pétrographique, définiront dans un diagramme $[A_c / S = f(P / S)]$ (Fig. 13) un ensemble de points qui vont s'aligner suivant une droite appelée *isochrone*. Sa pente $a = e^{\lambda t} - 1$ est fonction du temps écoulé entre l'instant initial de fermeture du système t_0 et l'instant de la mesure t .

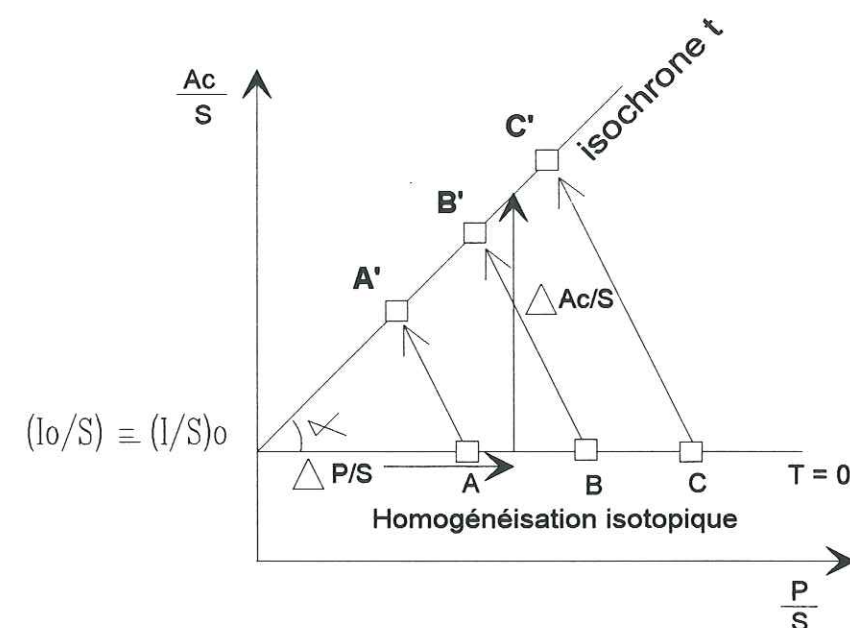


Fig. 13 - Modèle d'évolution isotopique dans le diagramme $(A_c/S) = f(P/S)$

A_c = quantité totale actuelle de l'isotope radiogénique; I_0 = fraction stable initiale; P = quantité d'isotope radiogénique présent; S = quantité d'isotope stable de référence; f = fonction (P/S). Dans ces conditions, le rapport I_0/S ou $(I/S)_0$ ainsi que l'âge sont calculés après ajustement graphique de l'alignement des points représentatifs des échantillons analysés. Dans la pratique après la mesure de points A' , B' , C' , etc, le calcul par régression linéaire de la droite de meilleur ajustement fournit l'intercept $(I/S)_0$ et l'âge (Williamson, 1968). Si on ne dispose que de deux points, l'âge est donné par la pente $a = e^{\lambda t} - 1$, c'est à dire par $\tan \alpha = \Delta A_c/S / \Delta P/S$, d'où on tire:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\Delta A_c / S}{\Delta P / S} \right)$$

V - LA METHODE POTASSIUM - ARGON

1 - LES PRINCIPES

1.1 - Le potassium

Le potassium existe dans la nature à l'état d'élément majeur. C'est un métal alcalin du groupe IA de la classification périodique des éléments, de numéro atomique 19 et de masse atomique 39,102. Il prend la forme des liaisons ioniques stables. Il possède trois isotopes dont deux stables $^{39}_{19}K$, $^{41}_{19}K$ et un radioactif $^{40}_{19}K$.

La composition isotopique est la suivante :

$${}^{39}_{19}\text{K} = 93,2581 \%$$

$${}^{40}_{19}\text{K} = 0,01167 \%$$

$${}^{41}_{19}\text{K} = 6,7302 \quad (\text{Garner et al., 1976})$$

1.2 - L'argon

L'argon est un gaz rare, constituant moyen de l'atmosphère, sa proportion y est de 0,93% environ, de numéro atomique 18 et de masse atomique 39,948. Il possède trois isotopes stables de masse 36,38 et 40, dont les pourcentages dans l'atmosphère sont les suivants :

$${}^{36}_{18}\text{Ar} = 0,337 \%$$

$${}^{38}_{18}\text{Ar} = 0,063 \%$$

$${}^{40}_{18}\text{Ar} = 99,600 \% \quad (\text{Nier, 1950 b})$$

1.3 - La radioactivité du potassium

La méthode K/Ar est fondée sur la transmutation radioactive de l'isotope ${}^{40}\text{K}$ du potassium naturel qui présente une double désintégration (fig. 14). Il se transforme d'une part en calcium radiogénique 40 (${}^{40}_{20}\text{Ca}^*$) par émission β^- et d'autre part en argon radiogénique 40 (${}^{40}_{18}\text{Ar}^*$) par émission β^+ et capture électronique accompagnée ou non d'émissions de rayonnement γ .

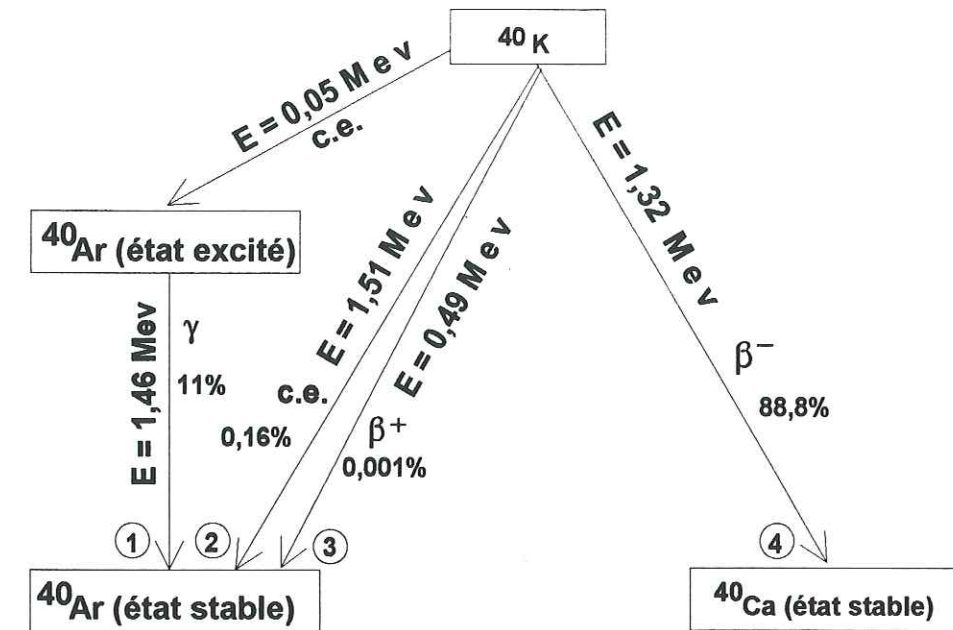


Fig. 14- Schéma de la transmutation radioactive du nuclide ${}^{40}\text{K}$ (Beckinsale et Gale, 1969):

- 1 - capture électronique (c.e.) accompagnée d'une émission γ
- 2 - capture électronique sans émission γ
- 3 - émission d'un positron β^+
- 4 - émission d'un électron β^-

Sont aussi indiquées sur le schéma, les énergies (E) libérées dans chaque type de transformation, et le pourcentage de ${}^{40}\text{K}$ mis en jeu suivant le type.

Les constantes de transmutation utilisées dans les datations K/Ar sont celles proposées par Beckinsale et Gale (1969) et ont les valeurs suivantes:

$$\lambda_{\beta^-} = 4,962 \pm 0,009 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} \text{ (émission } \beta^-)$$

$$\lambda_{\epsilon} + \lambda'_{\epsilon} = 0,581 \pm 0,0035 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} \text{ (capture électronique + émission } \gamma)$$

La constante de transmutation totale est égale à:

$$\lambda = \lambda_{\beta^-} + \lambda_{\epsilon} + \lambda'_{\epsilon} = 5,480 \pm 0,010 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

La première désintégration du ^{40}K en ^{40}Ca est peu utilisée pour la datation. En effet, le calcium naturel est un élément majeur des roches et ne peut être différencié du ^{40}Ca radiogénique que dans des cas exceptionnels. Par contre comme l'argon est un gaz neutre, son utilisation en géochronologie est beaucoup plus facile et bien plus répandue.

1.4 - La datation conventionnelle

La loi de la désintégration permet d'écrire :

$$(^{40}\text{Ar}^*) + (^{40}\text{Ca}^*) = (^{40}\text{K}) [e^{(\lambda\beta + \lambda e)t} - 1]$$

Dans ce cas, la formule finale (3) dans le cas particulier de la datation par la méthode potassium-argon devient :

$$t = \frac{1}{\lambda\beta + \lambda e} \cdot \ln \left(1 + \frac{\lambda\beta + \lambda e}{\lambda e} \cdot \frac{^{40}\text{Ar}^* \text{ rad}}{^{40}\text{K}} \right)$$

$$t = 1804,077 \cdot \ln \left(1 + 9,5404 \cdot \frac{^{40}\text{Ar}^* \text{ rad}}{^{40}\text{K}} \right)$$

t en millions d'années pour ^{40}K et ^{40}Ar rad. exprimés en moles.

$$t = 1804,077 \cdot \ln \left(1 + 1,71798 \cdot 10^{-2} \cdot \frac{^{40}\text{Ar}^* \text{ rad}}{^{40}\text{K}} \right) \quad (6)$$

t en millions d'années pour ^{40}K en % K_2O en poids et ^{40}Ar rad. en nl/g. STP ($10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$)

2 - FONCTIONNEMENT DU CHRONOMETRE PHYLLOSILICATE ARGILEUX / K-Ar

Pour obtenir l'âge t d'un échantillon donné selon l'équation (6), il suffit de mesurer le teneur en ^{40}Ar radiogénique au spectromètre de masse et celle du ^{40}K soit par absorption atomique, soit par spectrophotométrie de flamme, soit par ICP.

L'argon radiogénique est calculé par différence entre l'argon total (^{40}Ar total) et l'argon atmosphérique (^{40}Ar atmosphérique). Ce dernier est déterminé en multipliant la quantité d'isotope 36 (0,337%) par 295,5 (= $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} \text{ atom.}$). En effet, le rapport $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ du gaz piégé dans les minéraux pendant leur cristallisation est fixé par convention à 295,5, valeur dans l'atmosphère actuelle.

D'après la relation (6), le calcul suppose pour l'argon une seule origine par désintégration *in situ* du potassium. Or, il existe des minéraux ou des roches susceptibles de piéger les excès de ^{40}Ar au moment de leur cristallisation. Ce cas se rencontre exclusivement dans les systèmes à histoire tectonique ou métamorphique complexe. On peut également remarquer une perte d'isotopes radiogéniques, ce qui conduit à une appréciation fautive de l'âge.

Pour pallier ces erreurs, il est conseillé de mesurer le rapport $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ des matériels pauvres en potassium et qui ont une faible proportion en ^{40}Ar radiogénique ou alors de faire usage des procédés graphiques proposés par McDougall et Stipp (1969), Harper (1970) et Roddick et Farrar (1971).

3 - UTILISATION DES ISOCHRONES

Des systèmes de résolutions graphiques appelés diagrammes isochrones ont été définis pour pallier, dans la mesure du possible, les incohérences causées par les pertes ou les excès d'argon sur les datations K/Ar conventionnelles (Harper, 1970 ; Roddick et Farrar, 1971).

Ces diagrammes sont utilisés seulement pour des échantillons ayant subi les mêmes pertes et excès d'argon et ayant donc connu la même histoire géologique.

Les deux types de diagrammes isochrones sont :

$$1 - ^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} = f(^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar}) \quad (\text{McDougall et Stipp, 1969 ; Roddick et Farrar, 1971}).$$

$$2 - ^{40}\text{Ar rad} = f(^{40}\text{K}) \quad (\text{Harper, 1970}) \text{ ou } ^{40}\text{Ar rad} = \frac{\lambda e}{\lambda_{\text{tot}}} ^{40}\text{K} (e^{\lambda_{\text{tot}} t} - 1) + ^{40}\text{Ar}_{\text{cont}}$$

($^{40}\text{Ar}_{\text{cont}}$ = argon 40 contaminant)

Dans le premier cas (fig. 15a), les échantillons ayant la même composition isotopique initiale et le même âge vont déterminer des points qui s'alignent suivant une droite dont la pente est fonction de l'âge de l'évènement géologique enregistré, et dont l'ordonnée à l'origine doit être voisine de 295,5; c'est à dire le rapport isotopique $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ de l'argon atmosphérique (Nier, 1950 b).

Quand l'ordonnée à l'origine est supérieure à 295,5 (fig. 15b), il y a excès d'argon ^{40}Ar radiogénique ou argon étranger hérité lors de la formation du système, ou perte de potassium. La valeur est plus petite que 295,5 s'il y a eu perte d'argon radiogénique ou gain de potassium (fig. 15c).

Le même raisonnement peut s'appliquer au deuxième type de diagramme isochrone, $^{40}\text{Ar} = f(^{40}\text{K})$. Il n'y a eu ni gain, ni perte en K, ni en Ar radiogénique lorsque la droite passe par l'origine. Par contre, si l'intercept est négatif, cela signifie que les échantillons ont perdu de l'argon radiogénique ou gagné du potassium. Si l'intercept est positif, cela signifie que les échantillons ont de l'argon radiogénique en excès ou argon étranger hérité, ou ont perdu du potassium.

Dans le cas où des isochrones ont été calculées leur ajustement linéaire a été obtenu par la méthode définie par Williamson (1968).

Fig. 15 - Modèles d'isochrone dans le diagramme $^{40}\text{Ar} = f(^{40}\text{K})$ ou dans le diagramme $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} = f(^{40}\text{K} / ^{36}\text{Ar})$.

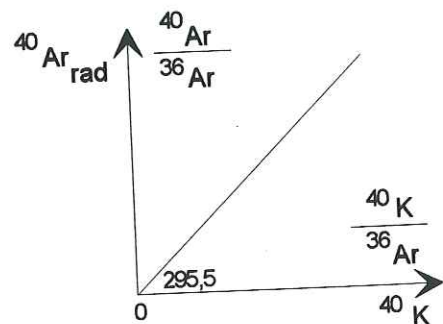


Fig.15a- Alignement des points suivant une droite qui touche l'origine.

Le système n'a connu ni gain, ni perte d'isotopes radioactifs ou radiogéniques.

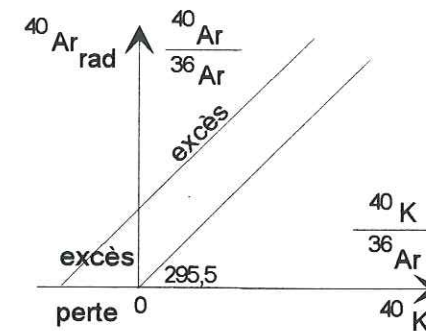


Fig.15b- La droite ne passe plus par l'origine mais au-dessus.

Le système montre un excès d'isotope radiogénique ou une perte d'isotope radioactif.

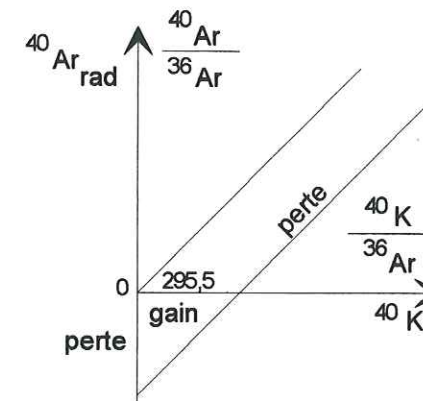


Fig. 15c- L'isochrone passe en dessous de l'origine.

Le système a eu une perte d'isotope radiogénique ou un gain d'isotope radioactif.

4 - TECHNIQUES UTILISEES

4.1 - Remarques préliminaires: organigramme général

En vue de leur utilisation pour la datation K/Ar et Rb/Sr et pour simplifier les opérations, les échantillons étudiés dans le présent travail ont subi les traitements suivants:

Les échantillons d'argiles analysés par fluorescence X (FX) ont fourni directement à la fois, la teneur en potassium et la teneur en titane, car l'appareil donne les deux valeurs en même temps.

Les échantillons d'argiles analysés par la méthode ICP (plasma à couplage inductif) pour le dosage du potassium et pour la méthode Rb/Sr ont été soumis à la même préparation chimique, jusqu'à la mise en solution. A partir de la même solution la méthode ICPMS (plasma à couplage inductif avec spectrométrie de masse) a servi à déterminer la teneur en terres rares (TR).

Les analyses isotopiques du strontium ont aussi été effectuées à partir de la même solution.

Enfin, le dosage de l'argon a été obtenu sur des aliquotes des fractions ou des roches totales choisies.

4.2 - Dosage du potassium

Pour le présent travail deux techniques de dosage du potassium ont été utilisées : la fluorescence X (XRF) et le plasma inductif couplé (ICP).

Les échantillons pour lesquels je disposais d'un poids supérieur à 1,5g et dont la teneur probable en potassium était supérieure à 1% de K_2O ont été analysés par fluorescence X. Les autres, dont le poids disponible était faible (< 1 g) et dont la teneur présumée en potassium était inférieure à 1% de K_2O ont été analysés par ICP. Le dosage par ICP a été utilisé dans ce dernier cas pour améliorer la précision sur la teneur en potassium.

4.2.1 - Dosage du potassium par fluorescence X

Le dosage du potassium des échantillons riches en K_2O a été effectué sur un appareil de fluorescence X à dispersion d'énergie LINK XR 500, la source de rayon X est un tube rhodium, le spectre est analysé par un détecteur de silicium activé au lithium, et refroidi à l'azote liquide.

Le logiciel fourni avec l'appareil permet d'effectuer l'analyse quantitative des éléments majeurs composant les roches de toute nature ainsi que les minéraux courants. Selon les éléments à analyser, deux types de préparation sont opérés.

1 - La poudre de roche ou de minéral broyé est compactée à 10 tonnes, sous forme de pastille.

2 - L'échantillon est analysé sous forme de perle. La confection d'une perle consiste à laver les creusets de porcelaine et mettre à sécher au four à $1000^{\circ}C$ pendant dix minutes, ensuite mettre les creusets de porcelaine dans un dessiccateur jusqu'à refroidissement total, placer les creusets un par un sur la balance et les tarer, peser 1,5 g d'échantillon et le porter au four pendant 2 heures à $1000^{\circ}C$ de manière à déterminer la perte au feu, peser 1g de poudre de l'échantillon grillé et 5 g de tétraborate de lithium, fondre le mélange dans un creuset de platine à $1200^{\circ}C$ pendant 4 minutes dans une perleuse type PERL'X - 2, marque PHILIPS qui fournit directement la perle à surface plane nécessaire pour l'analyse directe.

Le titane élément très utile pour la distinction entre phyllosilicates hérités et néoformés (Bonhomme et al, 1987) a été également dosé sur la même préparation par fluorescence X.

L'appareil de fluorescence X utilisé pour le dosage du potassium possède un porte échantillon qui comporte 20 positions : en position 1 mettre une pastille de cuivre (Cu) pour la calibration de la FX, en position 2 et 20 mettre des étalons internationaux pour contrôle, dans les autres positions mettre 17 perles pour analyse de 17 échantillons.

4.2.2 - Dosage du potassium par ICP

Sur certains échantillons, le potassium a été dosé selon la méthode de l'analyse par plasma ICP (plasma à couplage inductif) dont la description est donnée par la fiche technique I.S.A Jobin Yvon (doc 24 ICP réf. 31 027 317, juin 1988). La méthode d'analyse par plasma ICP est hautement performante dans le domaine de la détermination des éléments en teneurs infimes ou à très fortes concentrations.

Les analyses pour le dosage du potassium ont été effectuées sur un spectromètre du type JY 24 (spectroanalyseur automatique monobloc). Il s'agit d'une analyse spectrométrique séquentielle à excitation par plasma.

L'analyse par plasma à couplage inductif ou "ICP" (Inductively Coupled Plasma) est une méthode par laquelle les éléments à analyser sont introduits dans un plasma d'argon induit par haute fréquences (PIHF) où règne une température de l'ordre de 8000°K. L'échantillon, sous forme d'aérosol, est introduit dans le plasma par l'intermédiaire d'une "torche" où il est excité. Chaque élément excité produit alors un spectre caractéristique dont l'intensité lumineuse est directement proportionnelle à la quantité d'élément dans l'échantillon, ce qui permet une analyse quantitative. L'énergie nécessaire pour amener les électrons à changer de couche atomique, est fournie par un *générateur à plasma*.

Lorsque les atomes d'un élément sont excités, les électrons changent de couche en absorbant de l'énergie et émettent une onde lumineuse caractéristique de l'élément, au moment de leur retour sur la couche initiale (W_i), (**Fig. 16**). Chaque élément à analyser (Fe, Al, Cu, Ti, K, etc...) peut être ainsi caractérisé par la longueur d'onde choisie pour ne pas interférer avec celles d'autres éléments.

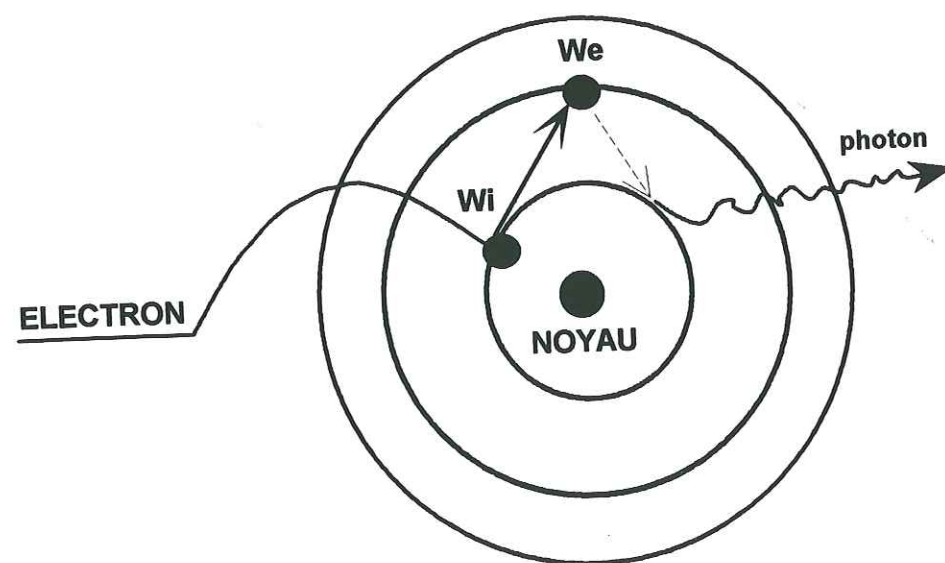


Fig. 16- Excitation du champ électronique d'un élément
 W_i et W_e : niveaux d'énergie

Le rayonnement électromagnétique est composé de longueurs d'ondes caractéristiques, correspondant aux différents éléments en présence. La discrimination de ces longueurs d'onde est effectuée par un système optique séquentiel appelé monochromateur, pour éviter la superposition de ces longueurs d'onde. Le faisceau lumineux est focalisé par une lentille convergente placée sur la fente

d'entrée du monochromateur et atteint ensuite un réseau holographique de diffraction qui le décompose en raies de différentes longueurs d'onde correspondant aux éléments contenus dans l'échantillon à analyser. Dans ce système seul le réseau se déplace, et la rotation autour de son axe fait défiler ces longueurs d'onde l'une après l'autre, séquentiellement dans le plan de la fente de sortie du monochromateur.

Un photomultiplicateur placé derrière la fente de sortie, reçoit un signal optique qui est transformé en signal électrique recueilli par une chaîne de traitement. Chaque position angulaire du réseau holographique correspond à une longueur d'onde très définie. Ainsi dans le monochromateur, chaque rayon ou faisceau lumineux qui traverse la fente de sortie caractérise bien l'élément à analyser.

L'intensité du faisceau lumineux capté par le photomultiplicateur est ainsi mesurée. Cette intensité est proportionnelle à la concentration de chaque élément à doser dans l'échantillon. La précision de l'analyse par plasma ICP est très fine. Elle est de 0,3% pour les éléments majeurs. A chaque élément à doser correspond une courbe d'étalonnage introduite dans la chaîne de traitement (**fig. 17**).

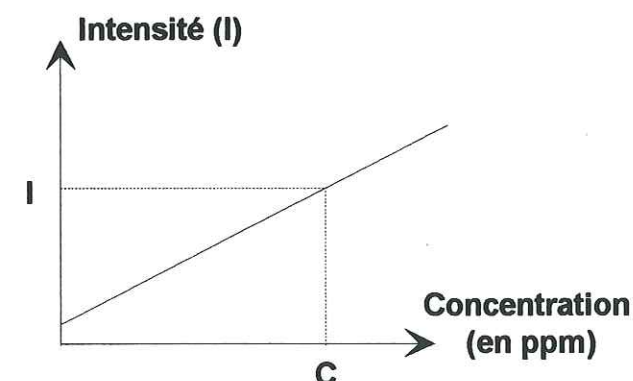


Fig. 17- Courbe d'étalonnage de la chaîne de traitement par ICP (dans I.S.A Jobin Yvon, 1988).

Cette courbe d'étalonnage est déterminée à partir de l'analyse de solutions étalons. La mesure de chaque échantillon s'effectue par interpolation le long de cette courbe.

Le dosage du potassium a été effectué seulement après avoir mis les échantillons en solution. La technique appliquée pour la mise en solution est la technique classique avec quelques petites modifications. La mise en solution a été obtenue par attaque fluoro-perchlorique.

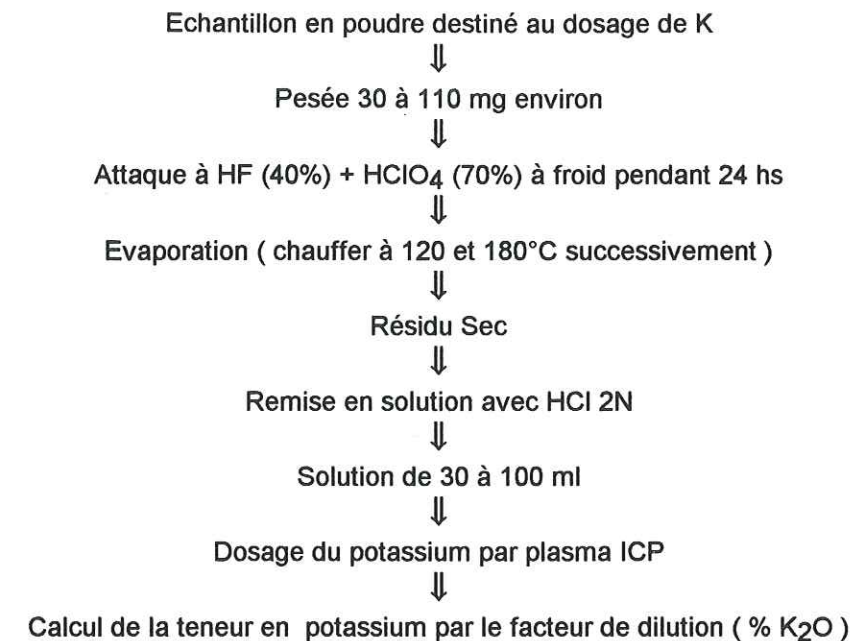
Le poids du matériel analysé varie environ entre 30 et 110 mg en raison des faibles quantités de poudre disponible et en fonction de la teneur présumée en potassium. Pour une quantité standard de 100 mg les quantités d'acide utilisées sont respectivement de 2,5 ml d'acide fluorhydrique (HF) Suprapur MERCK (R) à 40% et 1 ml d'acide perchlorique (HClO₄) Suprapur MERCK (R) à 70%.

Après pesée dans un creuset en téflon de 15 ml de la marque SAVILEX, la quantité de matériel retenue (30 à 110 mg) est soumise à une mise en solution à l'aide du mélange d'acides. Le mélange échantillon - acides est laissé dans le creuset en téflon fermé pendant 24 heures à la température ordinaire. Puis, le béccher débouché est placé sur une plaque chauffante dont la température est augmentée par paliers successifs de 120° à 180°C jusqu'à évaporation à sec et disparition des fumées blanches.

Le résidu sec obtenu est ensuite remis en solution dans environ 30 à 100 g de HCl 2N redistillé dans le quartz, ce qui correspond à une dilution d'un facteur de l'ordre de 1000. Cette solution va servir directement au dosage du potassium (**fig. 18**), du rubidium, du strontium et des terres rares. Après un traitement supplémentaire: passage sur les résines échangeuses d'ions, la même solution servira aussi à la détermination de la composition isotopique du strontium.

Le dosage du potassium dans les solutions à blanc (composées d'un mélange de tous les acides utilisés pour une mise en solution normale en quantités spécifiques) a été effectué pour servir de référence. Ce dosage a fourni pour ce travail une valeur moyenne de correction égale à 0,7µg de K₂O par gramme d'échantillon (Nziengui, 1993).

Fig. 18- DOSAGE DU POTASSIUM - Schéma récapitulatif



4.3 -Dosage de l'argon

L'argon extrait de tous les échantillons géologiques a deux composantes : l'argon 40 radiogénique et un argon polluant dont la composition isotopique est supposée égale à celle de l'argon atmosphérique. Pour différencier et doser ces deux argons, seul le spectromètre de masse peut être utilisé avec l'artifice de la dilution isotopique décrit ci dessus. Dans le cas de l'argon le spectromètre de masse est un appareil à source pour gaz dans laquelle l'obtention des ions se fait par bombardement électronique.

4.3.1 - Appareillage

La **figure 19** montre le schéma de la rampe d'extraction, de purification et d'analyse isotopique de l'argon.

Le système d'analyse isotopique de l'argon est constitué de trois parties : la ligne d'extraction et de purification de l'argon, le système d'entrée au spectromètre de masse et le spectromètre de masse lui-même. Chacune de ces parties comporte son système de pompage autonome. Dans le cas particulier de

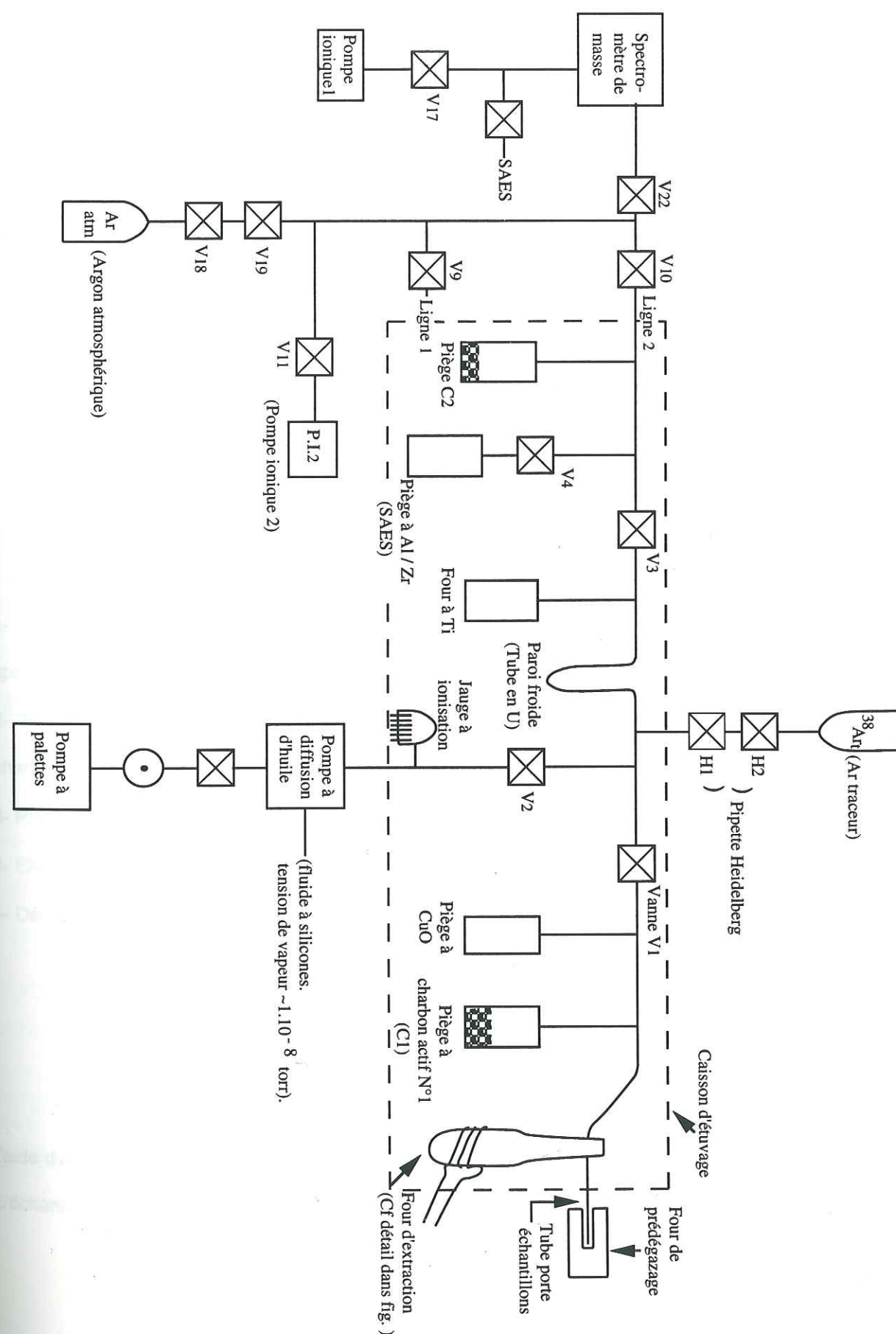
l'équipement utilisé à GRENOBLE il y a en fait deux lignes connectées en parallèle sur le système d'introduction au spectromètre de masse.

Le pompage des rampes est assuré par un groupe de pompage constitué d'une pompe à palettes à double étage SPEEDIVAC ED 50 et d'une pompe à diffusion d'huile EDWARDS type DIFFSTACK 150 l/sec, à fluide siliconé SANTOVAC 5.

La ligne est constituée d'un ensemble en verre pyrex et en quartz soudé sur des vannes ultra-vide, métalliques et étuvables. Elle comprend les parties suivantes :

- 1- une zone d'extraction avec le four de fusion, un piège à charbon actif et un four à oxyde de cuivre,
- 2- une première zone de purification avec un tube en U et le four à titane,
- 3- une deuxième zone de purification avec le getter Al / Zr et le deuxième piège à charbon actif; cette dernière zone est reliée par une vanne au système d'introduction au spectromètre de masse.

Fig. 19 - Schéma de la rampe d'extraction et de purification des gaz (Nziengui, 1993; légèrement modifié)



Le four d'extraction (fig. 20) est formé de deux enceintes : en pyrex à l'extérieur et en quartz à l'intérieur. L'eau de refroidissement circule entre ces deux enceintes. Le creuset de fusion en molybdène repose sur un petit cristalliseur retourné, en quartz. Il est isolé de la paroi interne en quartz par un manchon également en quartz et qui joue le rôle de réflecteur thermique. Le chauffage du creuset (pouvant aller jusqu'à des températures égales à 1700°C) est assuré par un générateur d'induction apériodique haute-fréquence CELES, type GHP 5 AP d'une puissance de 5 KW (Kieffel, 1973).

L'arrivée de l'argon 38 étalon se fait par un tube en pyrex reliant la double vanne étalon à la première zone de purification de la ligne.

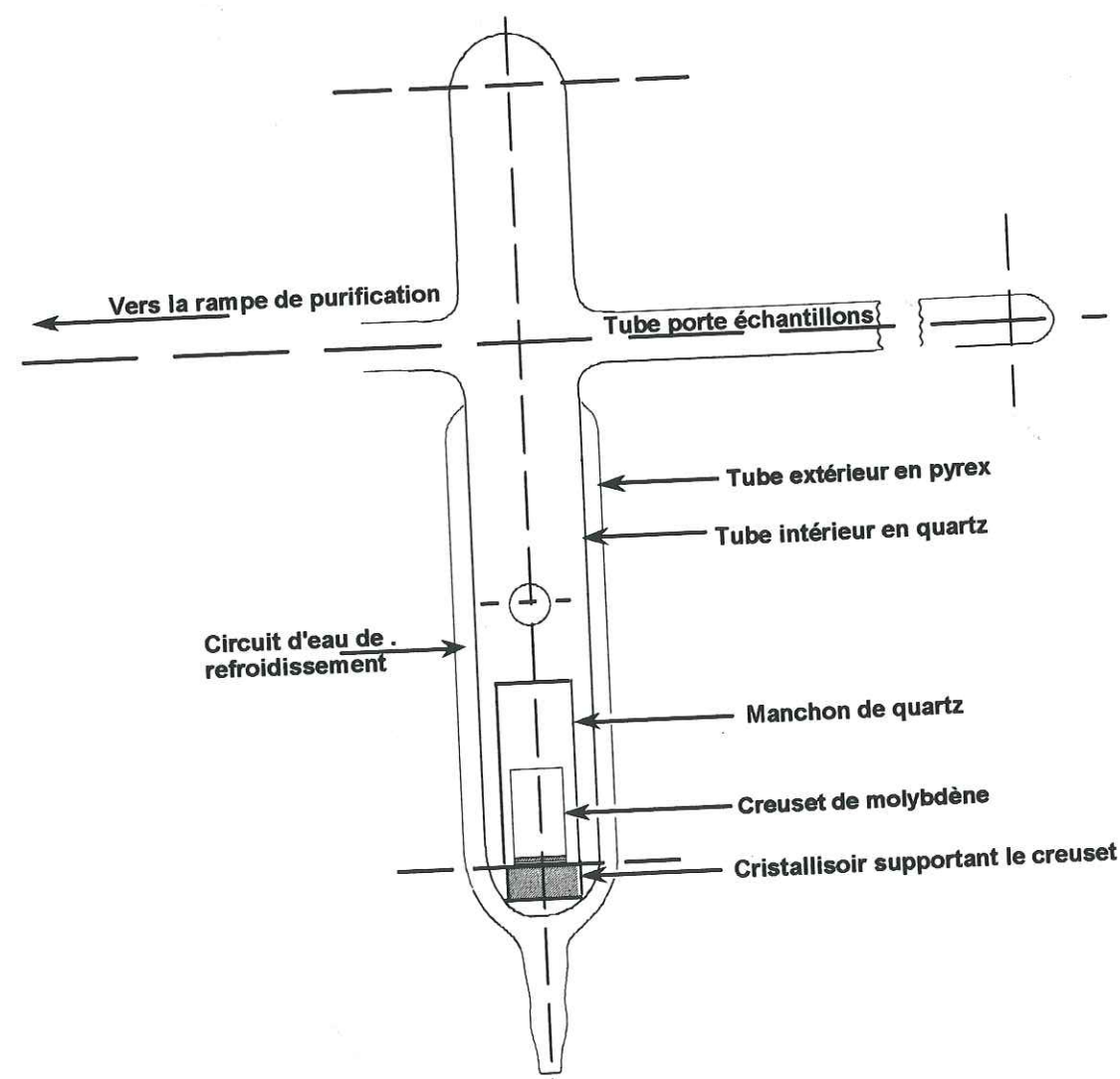


Fig. 20- Schéma du Four d'extraction des gaz

Le système d'introduction de l'argon possède une pompe ionique et permet la liaison entre les deux lignes et le spectromètre de masse. Il comporte aussi le sas d'entrée de l'argon atmosphérique. Enfin ce volume voit son atmosphère résiduelle purifiée grâce à un getter Al / Zr SAES type AP 10 GP.

Le spectromètre de masse, comme pour la partie précédente, est pompé grâce à une pompe ionique VEECO type MAGION de 25 l / sec et purifié à l'aide d'un getter Al / Zr.

Le spectromètre de masse est un appareil du type VG série 600. Cette machine a un rayon de déflexion de 6 cm, un angle de déflexion magnétique de 90° et des fentes source et collecteur de 0,5 mm de largeur. Sa tension d'accélération est de 3 KV environ. La régulation de son filament est réglée sur 20 microampères.

4.3.2. La technique d'analyse

Conditions au début de l'analyse

- 1- Pressions résiduelles : dans la ligne inférieure à 4.10^{-7} torr, dans le système d'introduction et dans le spectromètre de masse : inférieure à 1.10^{-9} torr.
- 2- Températures de fonctionnement du four, pièges et getter : titane 800°C, oxyde de cuivre 450°C, charbon actif 300°C et getter Al/Zr 100°C.
- 3- Prédégazage des échantillons : 130°C (argile).
- 4- Etuvage de la ligne 150°C à 180°C.
- 5- Dégazage du creuset jusqu'à 1600°C.

Succession des opérations

Toutes les vannes de la ligne sont fermées. Un échantillon est poussé, à travers le tube de verre à l'aide d'une bille de roulement à bille sous l'action d'un aimant, il tombe dans le creuset en molybdène. L'échantillon est chauffé sous vide par paliers de température successifs jusqu'à la fusion complète. A ce

stade, tous les gaz contenus dans l'échantillon ont été extraits et piégés sur le premier charbon actif, réfrigéré à la température de l'azote liquide, -196°C . C'est à ce moment qu'est introduit l'argon 38 étalon.

Les gaz contenus dans un échantillon géologique banal peuvent être classés en quatre catégories:

- 1) les gaz oxydés : H_2O , CO_2
- 2) les gaz oxydables : H_2 , CO , CH_4 , C_nH_{2n}
- 3) les gaz actifs non oxydables : HCl , N_2 , SO_2
- 4) les gaz neutres dont l'argon de l'échantillon.

Dans la première purification le four à oxyde de cuivre oxyde les gaz oxydables selon la formule suivante :



Tous les gaz oxydables et oxydés sont piégés dans le tube en U réfrigéré à l'azote liquide par effet de paroi froide. Les autres gaz actifs sont adsorbés sur la mousse de titane. Le rôle de la mousse de titane est spécialement important pour éliminer HCl dont les masses atomiques 36 et 38 peuvent interférer avec les isotopes 36 et 38 de l'argon.

Grâce à un jeu successif de piégeage et dépiégeage les gaz résiduels subissent une ultime purification sur le getter Al / Zr .

Les gaz ainsi purifiés peuvent alors être introduits dans le spectromètre de masse car la pression totale permet de ne pas dépasser la pression maximale de fonctionnement du spectromètre de masse, soit 1.10^{-5} torr.

4.3.3 - Fonctionnement et étalonnage du spectromètre de masse

Le spectromètre de masse fonctionne selon le mode statique, c'est à dire toutes vannes fermées.

Le mélange d'argon à analyser une fois introduit dans le spectromètre, on règle la position des trois isotopes et leurs lignes de base. Ceci s'effectue en modifiant la position du champ magnétique sur

chacun des sept canaux utilisés : 40 ; 39,5 ; 38 ; 37,5 ; 36,5 ; 36 ; 35,5. Les quatre premiers canaux fonctionnent sur la sensibilité 10V, les autres sur la sensibilité 100mV. (Le bruit de fond est de l'ordre de $\pm 300 \mu\text{volt}$).

Dès que l'équilibre des pressions de gaz entre le système d'introduction et le spectromètre est atteint, on ferme la vanne d'entrée au spectromètre et on enclenche le balayage automatique.

Celui-ci fournit deux blocs de 10 spectres. Dès que ceux-ci sont enregistrés, le calcul commence par la régression linéaire des valeurs correspondant à chaque isotope en fonction du temps. Ceci permet de calculer les deux rapports $^{38}\text{H} / ^{36}\text{H}$, $^{40}\text{H} / ^{38}\text{H}$ au moment de l'entrée du gaz dans le spectromètre de masse. Une fois ces rapports établis, le microordinateur, dans lequel ont été mémorisées toutes les données correspondant à l'échantillon analysé, permet de calculer l'âge.

Il faut rappeler que l'argon analysé est un mélange de 3 constituants :

- 1) l'argon étalon, essentiellement de l' isotope 38,
- 2) l'argon radiogénique, isotope 40 pur,
- 3) un argon polluant, dont la composition isotopique est considérée comme égale à celle de l'argon atmosphérique, par convention.

Le spectromètre de masse ne permet que la mesure des rapports isotopiques d'un élément donné. par conséquent cet appareil ne peut pas quantifier aucune des deux inconnues présentées dans l'introduction, à savoir l'argon 40rad. et l'argon polluant à composition atmosphérique. Pour tourner cette difficulté, on utilise le principe de la *dilution isotopique*. La dilution isotopique consiste à mélanger à l'argon de l'échantillon dont les deux composantes sont inconnues, un autre argon de composition isotopique connu, inverse à la fois de l'argon radiogénique et de l'argon atmosphérique, et de concentration connue (fig. 21). Cet argon dit de dilution isotopique est désigné ici sous le nom d'argon étalon. Sa composition isotopique est la suivante: $^{36}\text{Ar}_E = 50 \text{ ppm}$, $^{38}\text{Ar}_E = 998700 \text{ ppm}$ et $^{40}\text{Ar}_E = 1250 \text{ ppm}$

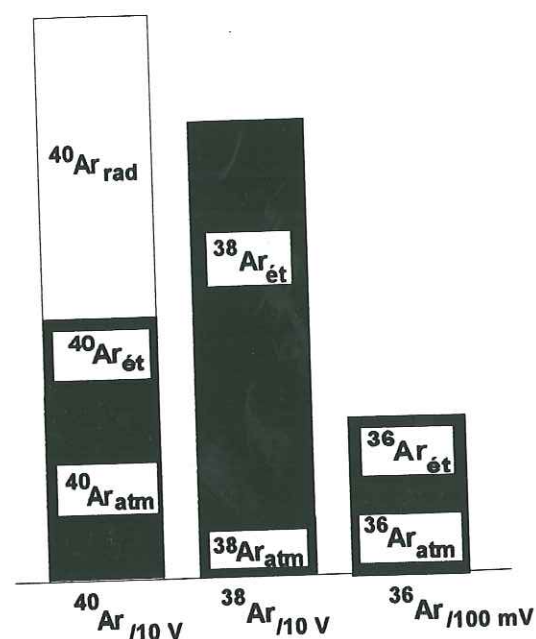


Fig. 21- Spectre théorique de dilution isotopique (d'après Dalrymple et Lanphere, 1969)
L'argon analysé comporte trois éléments: argon 40 radiogénique, argon étalon, et argon atmosphérique.
Il s'agit d'une représentation schématique (sans échelle), les unités en ordonnées sont donc arbitraires.

Vidal (1968) a précisé le mode de résolution par un discriminant des deux équations fournies par les deux rapports $^{38}\text{H}/^{36}\text{H}$ et $^{40}\text{H}/^{38}\text{H}$ (^{36}H , ^{38}H et ^{40}H étant les intensités relatives des 3 isotopes 36, 38 et 40). La résolution de ce système de deux équations fournit la quantité d'argon 40 total. Sur les deux rapports $^{38}\text{H}/^{36}\text{H}$ et $^{40}\text{H}/^{38}\text{H}$, la probable imprécision se réfère au contrôle de la discrimination massique du spectromètre (Pinault, 1974). Cette correction qui est due au fractionnement, doit être déterminée périodiquement afin qu'elle soit appliquée aux mesures. Pour ceci, le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de l'argon atmosphérique d'un échantillon mesuré au spectromètre de masse est comparé au rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ connu de l'air et qui est de 295,5 (Nier, 1950b). Les mesures du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique ont varié entre 297 et 305 environ pendant la période où ont été effectuées les analyses.

L'argon 38 étalon est calibré grâce aux standards internationaux. Le tableau 4 montre les valeurs obtenues à GRENOBLE pour chacun des standards internationaux pendant la durée du présent travail comparées aux valeurs publiées dans la littérature (Odin, 1982)

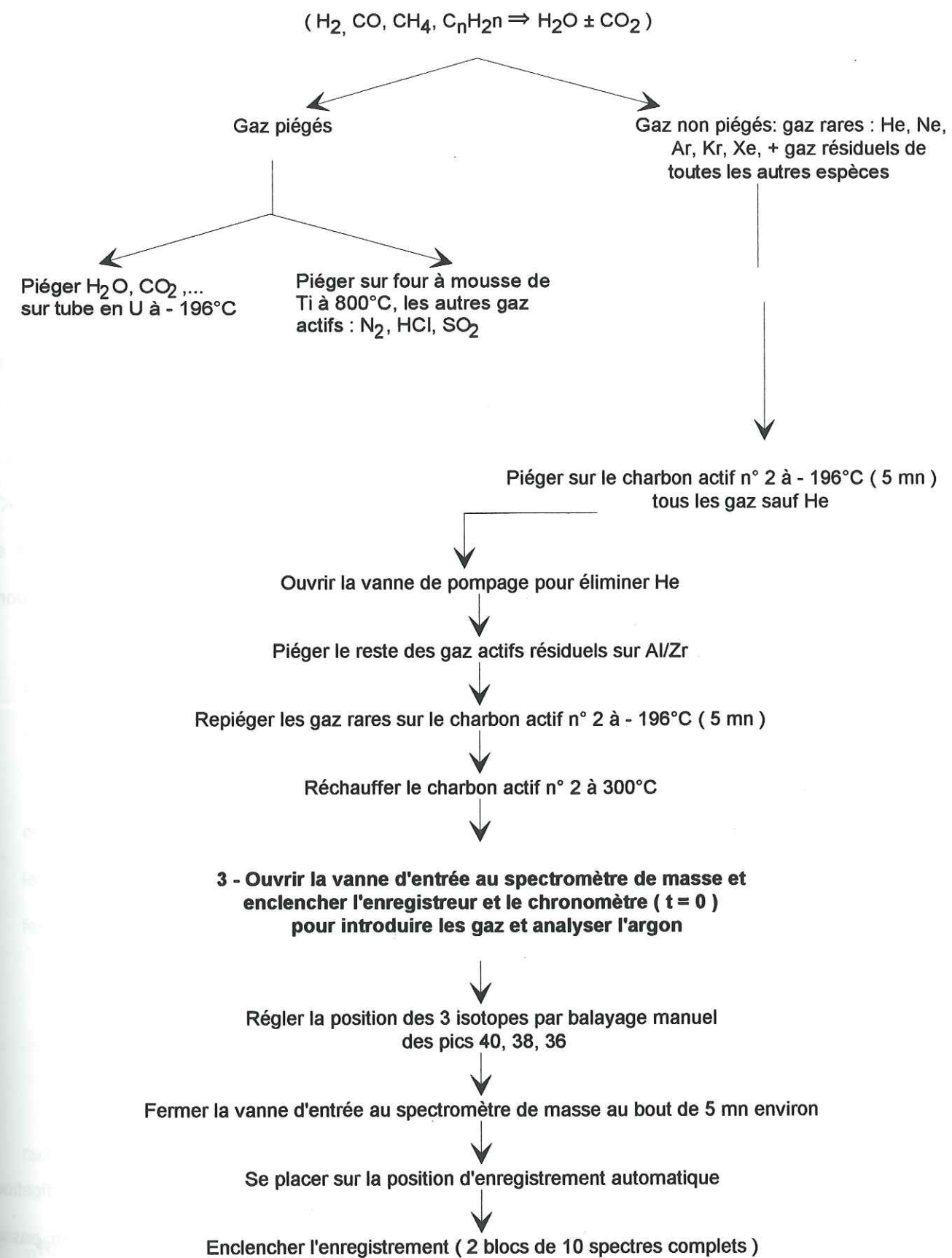
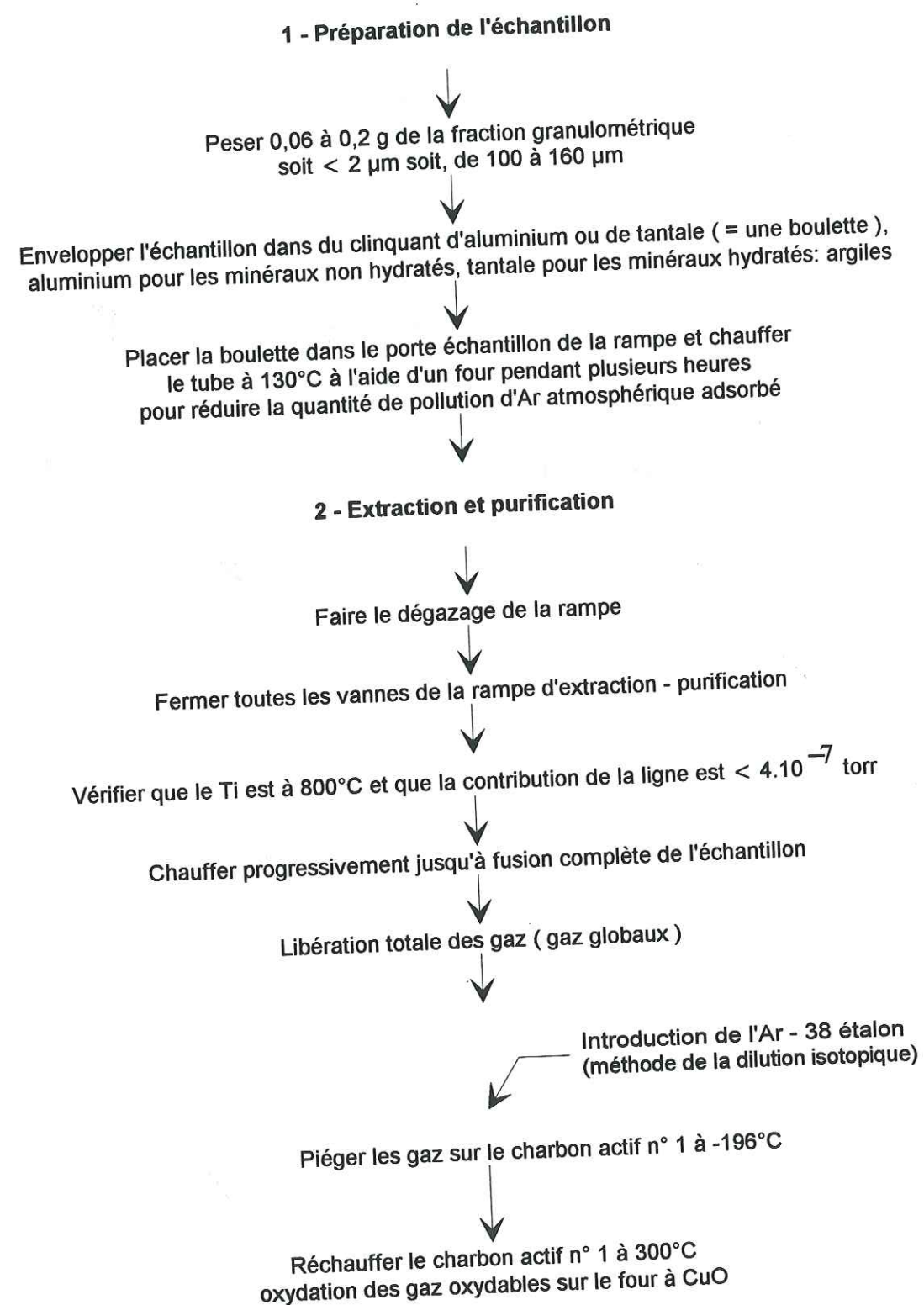
TABLEAU 4 - Teneurs moyennes en ^{40}Ar rad. des minéraux standards interlaboratoires

Echantillons standard	^{40}Ar (nl/g) littérature moyennes internationales	^{40}Ar rad. (%)	^{40}Ar (nl/g) Grenoble moyennes Grenoble (Institut Dolomieu)
Glauconite GL - O	24,85	90 - 95	$25,136 \pm 0,533 (1\sigma)$ 13 analyses **
Biotite HD - B1	7,70	60	$7,664 \pm 0,235 (1\sigma)$ 11 analyses **
Biotite LP6 BIO	43,18	90 - 95	$43,76 \pm 0,95 (1\sigma)$ 6 analyses **
Biotite B 4 B	5,35	~ 50	$5,632 \pm 0,191 (1\sigma)$ 3 analyses **

**analyses effectuées en 1990, 1991 et 1992.

Les constantes utilisées pour les calculs sont celles recommandées par Steiger et Jäger (1977) et le calcul d'erreur est celui préconisé par Mahood et Drake (1982).

Fig. 22- Schéma de la technique du dosage de l'argon



VI - LA METHODE RUBIDIUM - STRONTIUM

1 - LES PRINCIPES

1.1 - Le rubidium

Le rubidium est un métal alcalin du groupe I A de la classification périodique des éléments, de numéro atomique 37 et de masse atomique 85,47. Par perte de l'électron de la couche périphérique, il passe sous forme ionique Rb^+ et forme des liaisons ioniques fortes avec des éléments non métalliques.

Sa répartition dans la nature est régie par son rayon ionique élevé (1,47 Å), proche de celui du K^+ (1,33 Å). Ainsi, il peut se substituer au potassium dans les minéraux silicatés comme les micas et feldspaths potassiques. Il possède deux isotopes naturels de masse 85 (stable) et 87 (radioactif) et dont les proportions sont les suivantes:

$${}^{85}_{37}Rb = 72,15\%$$

$${}^{87}_{37}Rb = 27,85\% \quad \text{d'où: } 85/87 = 2,50907 \quad (\text{Nier, 1950 a})$$

Le rapport actuel est :

$$\frac{{}^{85}Rb}{{}^{87}Rb} = 2,59265 \pm 0,00170 \quad (\text{Catanzaro et al., 1969})$$

1.2 - Le strontium

Le strontium est un métal alcalino-terreux très électropositif du groupe II de la classification périodique des éléments. De masse atomique 87,62 et de numéro atomique 38, le strontium passe aisément à l'état ionique Sr^{2+} par perte de deux électrons de la couche externe 0. Il possède quatre

isotopes naturels de masses 84, 86, 87 et 88.

Le strontium de l'eau de mer, est aujourd'hui très bien connu. Pour un rapport ${}^{86}Sr/{}^{88}Sr$ normalisé de 0,1194, le rapport ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ est égal à 0,7091. Ceci correspond à la composition isotopique suivante:

$${}^{84}_{38}Sr = 0,56\%$$

$${}^{86}_{38}Sr = 9,86\%$$

$${}^{87}_{38}Sr = 6,99\%$$

$${}^{88}_{38}Sr = 82,59\%$$

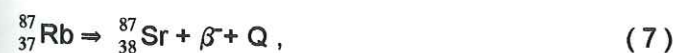
Ces compositions isotopiques ont été utilisées dans le présent travail

Le strontium initial est contenu dans les minéraux et les roches au moment de leur fermeture. Le strontium radiogénique ${}^{87}_{38}Sr^*$ est le résultat de la transmutation du rubidium 87 radioactif et s'ajoute au strontium 87 initial en fonction du rapport Rb/Sr et du temps.

La distribution du strontium dans la nature est régie par son rayon ionique (1,18 Å) intermédiaire entre celui du Ca^{2+} (0,98 Å) et celui du K^+ (1,33 Å). Au cours de la cristallisation, le Ca^{2+} contenu dans les plagioclases calciques peut être remplacé par le strontium, de même que le potassium dans les feldspaths potassiques

1.3 - Radioactivité du rubidium

Des deux isotopes naturels de Rb, seul le ${}^{87}_{37}Rb$ est radioactif. Il se transforme en strontium radiogénique (${}^{87}_{38}Sr^*$) stable par émission β suivant la réaction:



où Q est l'énergie de désintégration; sa valeur est estimée à 0,275 Mev.

La loi de la radioactivité permet d'écrire:

$$^{87}\text{Sr}^* = ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1), \quad (8)$$

où $^{87}\text{Sr}^*$ correspond au nombre d'atomes de strontium 87 radiogénique formés pendant le temps t ;

^{87}Rb , le nombre d'atomes de ^{87}Rb présents au moment de la mesure;

et λ la constante de transmutation du ^{87}Rb . La valeur de la constante de décroissance radioactive du rubidium utilisée dans les calculs est celle recommandée par Steiger et Jäger (1977).

$$\lambda (^{87}\text{Rb}) = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$$

2 - UTILISATION DU CHRONOMETRE RUBIDIUM-STRONTIUM

Pour la méthode Rb/Sr, seule la méthode des isochrones est utilisée. L'isochrone peut être mathématiquement ajustée quand les différents points représentatifs des échantillons étudiés permettent de tracer une droite. La pente $a = e^{\lambda t} - 1$ est fonction de l'âge du système et l'ordonnée à l'origine $b = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ correspond au rapport initial du strontium incorporé au moment de la fermeture du système.

La méthode conventionnelle Rb/Sr a été abandonnée car elle oblige à fixer le rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, lequel est au contraire variable dans la nature. De plus, considérer ce rapport comme une inconnue fournit des informations essentielles sur la genèse des matériaux analysés.

La méthode d'ajustement mathématique de la droite isochrone utilisée est celle de Williamson (1968), parmi toutes les autres.

3 - TECHNIQUE D'ANALYSE Rb/Sr

La technique d'analyse Rb/Sr se décompose en trois séries d'opérations: la mise en solution,

l'élution sur colonnes de résines échangeuses d'ions et l'analyse isotopique au spectromètre de masse.

La mise en solution a été décrite dans le paragraphe dosage de potassium par ICP.

L'élution du Sr a été effectuée sur des colonnes en quartz de 30 cm de long et de 0,8 cm de diamètre avec HCl 2N. La résine est de la résine BIORAD 200 - 400 mesh X 8. L'éluant HCl 2N est de l'acide chlorhydrique pour analyse redistillé dans le quartz. L'analyse ICP de tous les effluents utilisés et de l'eau ultrapure n'a pas permis de détecter ni le rubidium ni le strontium, au niveau du ppb ($1 \cdot 10^{-9}$).

La fraction recueillie pour le strontium varie entre 145 et 230 ml selon la colonne et le nombre de passages. Elle est de l'ordre de 40 ml.

Après évaporation à sec et reprise avec 1 goutte de HNO_3 Suprapur 1N, cette solution est prête à être déposée sur le filament du spectromètre de masse.

Les dosages du Rb et du Sr élémentaires ont été obtenus directement par analyse ICP sur la solution initiale de l'échantillon.

Vu que l'ICP fournit la teneur en strontium sans tenir compte de l'enrichissement éventuel en strontium 87 radiogénique, le calcul du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ dépend de la composition isotopique du strontium. La formule utilisée dans le présent travail est la suivante:

$$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{\text{Rb}}{\text{Sr}} \times \frac{\text{ab. isot. } ^{87}\text{Rb}}{\text{ab. isot. } ^{86}\text{Sr}} \times \frac{m. \text{ atom. Sr} + \left(\frac{^{87}\text{mes}}{^{86}} - 0,7091 \right) \times \text{ab. isot. } ^{87}\text{Sr} \times m. \text{ nuclid. } ^{86}\text{Sr}}{m. \text{ atom. Rb}}$$

(0,7091 est considéré comme le rapport isotopique $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$ du strontium commun)

4 - DESCRIPTION ET UTILISATION DU SPECTROMETRE DE MASSE

Dans le cas du Sr le spectromètre de masse est un appareil à source pour solides dans laquelle l'obtention des ions se fait par émission thermoionique. L'appareil utilisé est un spectromètre de masse VG 336 de la marque Fisons. Il est constitué d'une source avec un barillet portant dix échantillons, d'un tube de 21 cm de rayon et d'un double collecteur à cage de Faraday. La source est pompée par une

pompe turbomoléculaire et le tube grâce à deux pompes ioniques. L'acquisition des données s'effectue par un microordinateur, lequel commande aussi le sélecteur de masses.

Chaque filament a été chargé avec 1 μ l d'acide orthophosphorique 1N et environ 2 μ g de strontium NBS 987 ou 0,2 à 1 μ g d'échantillon. Après dépôt de l'acide orthophosphorique sur le filament on le chauffe jusqu'à élimination complète des fumées blanches. Ensuite, après le dépôt de l'échantillon, le filament est chauffé au rouge pendant quelques secondes.

Après installation du barillet, on fait le vide jusqu'à obtention d'une pression inférieure à $2 \cdot 10^{-7}$ torr. Ensuite on préchauffe le filament n° 1 jusqu'à obtention du signal correspondant à la masse ^{88}Sr . Dès que ce signal est stable et supérieur à 500 mV, on peut faire le réglage des masses du strontium par le microordinateur, puis commencer l'enregistrement automatique. Cet enregistrement comporte normalement dix blocs de douze spectres. Mais, dans la pratique, certains échantillons n'ont parfois permis d'obtenir que six à neuf blocs.

La fiabilité du spectromètre de masse a été testée grâce au strontium standard NBS 987. Quatorze (14) enregistrements ont été effectués, la valeur moyenne obtenue est de: $0,710274 \pm 0,000196$ (2 σ), par rapport à la valeur généralement admise: $0,71024/5$. La dispersion observée est de 10 à 20 fois plus grande que la dispersion normalement admise: $\pm 0,00001$. Toutefois, comme les échantillons analysés sont riches en rubidium, pauvres en strontium et vieux, les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont élevés et très différents. Par conséquent, l'erreur extrêmement élevée ne pénalise pas le calcul d'âge. Dans ces conditions, l'erreur attribuée au rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, dans le calcul des isochrones a été fixée à $\pm 0,0002$. D'autre part l'erreur sur le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ a été estimée à $\pm 1,5\%$.

CHAPITRE III

RESULTATS ET INTERPRETATION

CHAPITRE III

RESULTATS ET INTERPRETATION

III.1 - RESULTATS SUR LES GISEMENTS MINIERES

III.1.1 - DISTRICT DE SANTA CATARINA (S.C.):

MINE SANTA CATARINA,
MINE NOSSA SENHORA DO CARMO,
PROSPECT RIO FACÃO, RIO FORTUNA.

1.2 - SIERRA GRANDE (NORD PATAGONIE, ARGENTINE)

1.3 - VALE DO RIBEIRA: MATO DENTRO (S.P.), SETE BARRAS (PR), MATO PRETO:DEL REY (PR).

1.4 - POÇOS DE CALDAS (M.G.)

1.5 - TANGUÁ (R.J.)

1.6 - ITATAIA (CE)

1.7 - SÃO JOSÉ DE ESPINHARAS (PB)

III.2 - RESULTATS SUR LES MINERAUX DIAGENETIQUES

III.2.1 - LE Puits 2 TB 1 SP

III.2.2 - LES AUTRES SONDAGES: 2 AL - 1 SC, 2 AR - 1 SP, 2 CS - 1 PR, 1 CS - 2 PR, 2 RP - 1 PR et 2 RI - 1 PR.

III.3 - LES MINERAUX D'ALTERATION DES BASALTES DU BASSIN DU PARANÁ

III.3.1 - FELDSPATHS ET CELADONITES

III.3.2 -APOPHYLLITES

III.1 - RESULTATS SUR LES GISEMENTS MINIERES

III.1.1 - DISTRICT DE SANTA CATARINA (S.C.): MINE SANTA CATARINA,
MINE NOSSA SENHORA DO CARMO,
PROSPECT RIO FACÃO, RIO FORTUNA.

III.1.1 - MINERALISATION EN FLUORITE DU DISTRICT DE CRICIÚMA - ETAT DE SANTA CATARINA

Cadre Géologique Régional

Les gisements de fluorite de la région de Criciúma ont fait l'objet de nombreux travaux (Savi et Dardenne, 1980; Bastos Neto et Savi, 1985; Dardenne, 1985; Dardenne et Touray, 1988; Ferreira et Almeida, 1989; Bastos Neto, 1990; Bastos Neto et al, 1991a et b). Tous ces auteurs ont étudié le type de gisement, le mode d'emplacement du minerai, le type de métallotecte et la situation de ces gisements dans l'histoire géodynamique. Il s'agit de gisements filoniens orientés N 20 E, mis en place dans des failles de tension coulissantes.

D'après Bastos Neto (1990) deux remarques s'imposent à propos de cette succession: 1- la calcédoine se met en place à toutes les époques de la minéralisation, 2- la smectite marque la fin du mécanisme minéralisateur.

Du point de vue de la relation entre la tectonique et la minéralisation Bastos Neto (1990) et Bastos Neto et al (1991a et b) décrivent quatre phases successives majeures pendant lesquelles s'individualisent les différents faciès du minerai de fluorite. Ils attribuent ces différents épisodes tectoniques à l'influence de l'ouverture de l'Atlantique Sud (fig.23).

La succession minérale décrite par Bastos Neto (1990) comprend les étapes suivantes (fig. 24).

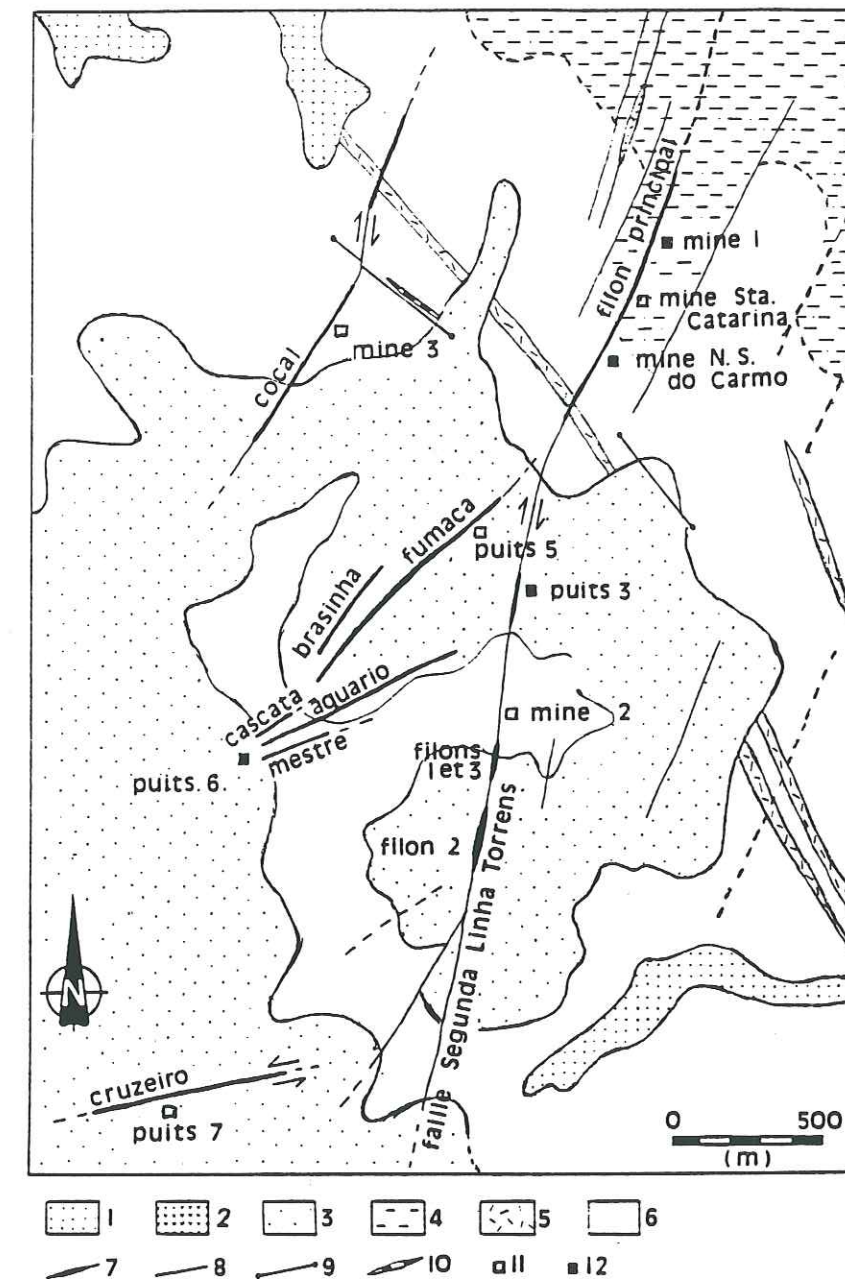


Fig. 23 - Carte géologique du champ filonien Segunda Linha Torrens.
1: dépôts fluviatiles; 2: Formation Serra Geral; 3: Formation Rio Bonito; 4: Formation Rio do Sul; 5: roches sub-volcaniques acides; 6: socle granitique; 7: filon de fluorine; 8: faille non minéralisée; 9: filon de diabase; 10: filon de quartz; 11: puits en activité; 12: puits abandonné (d'après Bastos Neto et al, 1991b)

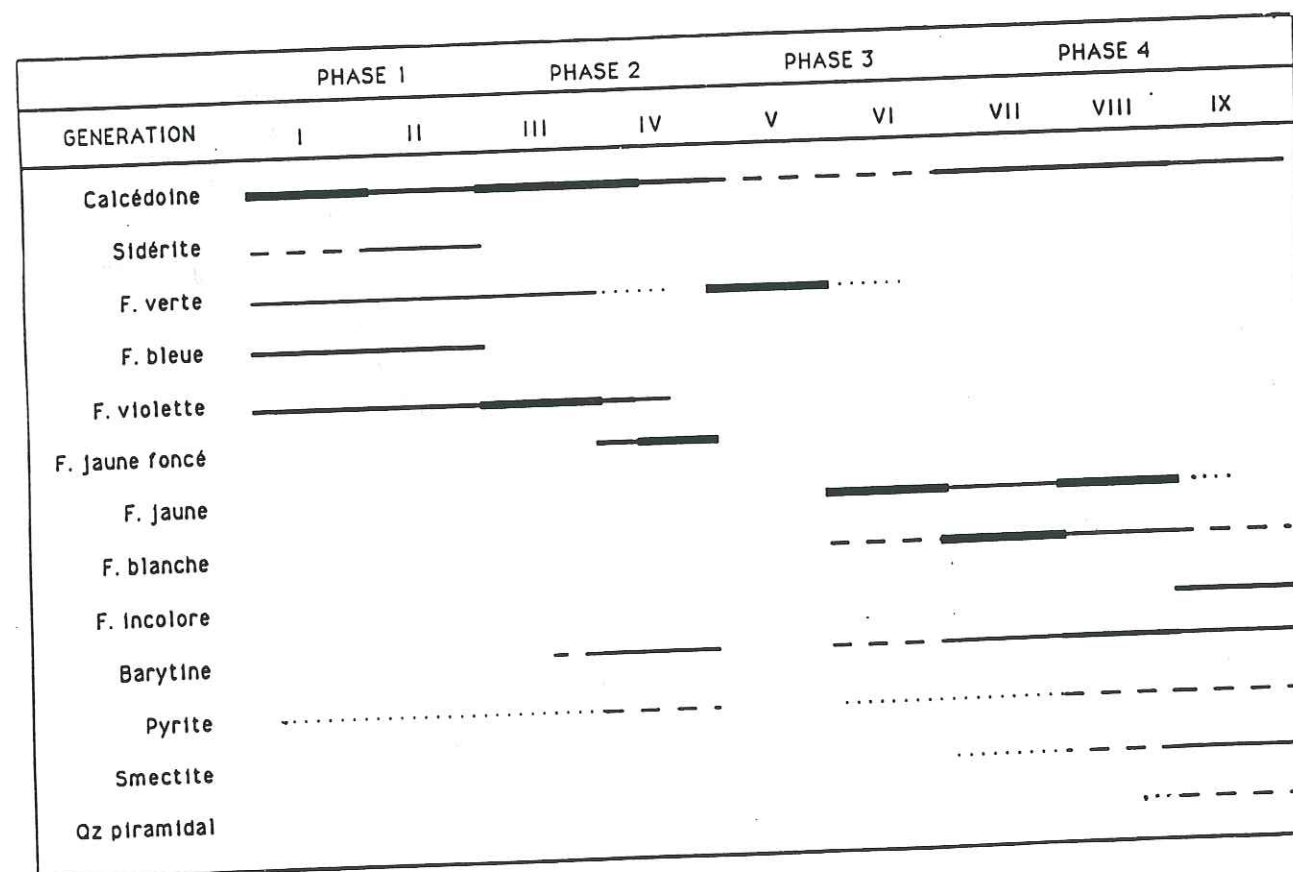


Fig. 24 - Evolution de la paragenèse dans les champs filoniens segunda linha Torrens et Ribeirão Areia (d'après Bastos Neto, 1990)

Matériel utilisé

Les échantillons analysés ont été récoltés:

1- Dans la mine Santa Catarina de la société Votorantim à la profondeur d'environ 200m. Il s'agit d'argiles et de fragments de calcédoine pris dans ou immédiatement au contact du minerai. Deux de ces échantillons sont des argiles collectées dans des cavités géodiques de la fluorite elle même.

2- Les échantillons des prospect Rio Fortuna et Rio Facão ont été choisis parmi les carottes des sondages numéros RF 1 C et RF 3, respectivement. Les profondeurs de prélèvement sont données dans le tableau 5.

Tableau 5 - Prélèvements des échantillons récoltés sur le prospect Rio Facão - Rio Fortuna

	Echantillons	Profondeurs (mètres)
Sondage RF 1 C	87 RPM 01	98,60 - 98,75 m
	87 RPM 02	111,30 - 111,50 m
Sondage RF 3	87 MB 51	115,20 - 115,35 m
	87 MB 52	125,0 - 125,30 m
	87 MB 53	131,55 - 131,80 m
	87 MB 54	132,75 - 132,95 m
	87 MB 55	140,20 - 140,55 m
	87 MB 56	146,05 - 146,25 m
	87 MB 57	153,50 - 153,70 m
	87 MB 58	158,85 - 159,05 m

3- Dans la mine Nossa Senhora do Carmo de la société Sartor (puits São Pedro), les échantillons ont été prélevés de la même manière et avec le même soin qu' à la mine Santa Catarina. Ils proviennent des niveaux 50, 70 et 110 m.

Résultats

L'ensemble des données minéralogiques et isotopiques fait l'objet des tableaux numéro 6 à

Tableau 6 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
Mine Santa Catarina (SC)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	I/S > 90% I, > 10% %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Chlorite %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datés
87MB 43 A	15	-	-	(I/S 30% illite, R=0) 85%	-	n.det.	n.det.	-	-
87MB 45 A	15	-	-	(I/S 30% illite, R=0) 85%	-	n.det.	n.det.	-	-
87MB 46 A	-	Illite 100%	-	-	-	0,85	0,68	Q. traces	-
87MB 47 A	-	Illite 65%	-	(I/S 30% illite, R=0) 30%	5%	n.det.	0,60	Q. *	-
87MB 48 A	-	Illite 50%	(I/S reg.80% illite,R=1) 50%	-	-	-	-	Q. ** Fluorite **	-
87MB 48 Q	-	-	-	-	-	-	-	-	Q. 100%
87MB 49PL	-	-	-	-	-	-	-	*** *	PL
87MB 49 Q	-	-	-	-	-	-	-	-	Q. 100%

Tableau 7 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
des échantillons non datés Mine Santa Catarina (SC)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datables
87 MB 41 A	20%	-	(I/S 25% illite, R=0) 80%	n.det.	n.det.	-	-
87 MB 42 A	20%	-	(I/S 10% illite, R=0) 80%	n.det.	n.det.	-	-
87 MB 44 A	25%	-	(I/S 25% illite, R=0) 75%	n.det.	n.det.	-	-

Tableau 8 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
Mine Nossa Senhora do Carmo (SC)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	I/S > 90% I, > 10% %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datés
88 RPSG 12 A	50 %	Illite - traces	-	Sm. 50%	n.det.	n.det.	Goethite -tr	-
88 RPSG 16 A	50 %	-	(I/S 80% ill, R=1) 5 %	Sm. 45%	n.det.	n.det.	Goethite *	-
88 RPSG 17 A	30 %	-	(I/S 70% ill, R=1) 5 %	Sm. 65%	n.det.	n.det.	-	-

Tableau 9 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
des échantillons non datés Mine Nossa Senhora do Carmo (SC)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	I/S > 90% I, > 10% %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés
88 RPSG 13 A	90%	Illite 5%	-	Smectite 5%	-	-	Quartz - traces
88 RPSG 14 A	85%	Illite 5%	-	Smectite 10%	-	-	Calcite *
88 RPSG 15 A	90%	Illite 5%	-	Smectite 5%	-	-	Quartz - traces
88 RPSG 18 A	70%	-	(I/S 80% illite, R=1) 5%	Smectite 25%	-	-	-
88 RPSG 19 A	75%	Illite 5%	(I/S 70% illite, R=1) 5%	Smectite 15%	-	-	Goethite - traces
88 RPSG 20 A	60%	Illite 10%	-	(I/S 30% illite, R=0) 30%	-	-	Goethite - traces
88 RPSG 21 A	90%	Illite 5%	-	(I/S < 10% illite, R=0) 5%	-	-	Quartz - traces
88 RPSG 22 A	55%	Illite 10%	-	(I/S < 10% illite, R=0) 35%	-	-	Quartz - traces

Tableau 10 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
Rio Facão et Rio Fortuna (SC)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	I/S > 90% I, > 10% %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datés
87 MB 51 A	70%	Illite 30%	-	-	0,24	< 0,05	Quartz	-
87 MB 52 A	70%	Illite 30%	-	-	0,24	< 0,05	Quartz	-
87 MB 54 A	80%	Illite 20%	-	-	0,22	< 0,05	Quartz	-
87 MB 55 A	75%	Illite 25%	-	-	0,26	< 0,05	-	-
87 MB 57 A	60%	Illite 40%	-	-	0,24	0,07	Q. traces	KF *
87 MB 58 A	55%	Illite 45%	-	-	0,20	0,05	Quartz	KF *
87 RPM 01 A	90%	Illite 10%	-	-	n.det.	n.det.	Q. traces Goethite - tr.	-
87 RPM 02 A	75%	Illite 25%	-	-	n.det.	n.det.	Q. traces	KF - traces

Tableau 11 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
des échantillons non datés Rio Facão et Rio Fortuna (SC)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datables
87 MB 53 A	80%	Illite 20%	-	0,23	< 0,55	-	-
87 MB 56 A	70%	Illite 30%	-	0,27	0,11	Quartz	KF *
87 RPM 03	traces	traces	-	-	-	-	Microcline ** ***

Tableau 12 - Données analytiques potassium - argon des fractions argileuses < 2 µm du district minier de Santa Catarina (SC)

Localisation	Echantillons	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad (%)	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	TiO ₂ %	t (Ma ± 1σ)	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar (x 10 ³)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
Mine Santa Catarina (SC)	87 MB 43 A	2,18	66,8	12,98	0,35	175,5 ± 5,1	55,5	890,6
	87 MB 45 A	2,19	64,7	12,16	0,04	164,4 ± 4,3	54,1	836,6
	87 MB 46 A	8,53	75,2	24,6	0,13	87,3 ± 2,0	172,4	1191,6
	87 MB 47 A	7,10	75,2	20,1	0,08	85,8 ± 2,2	175,1	1189,7
	87 MB 48 A	4,03	73,7	10,60	0,08	79,7 ± 2,3	174,9	1123,7
	87 MB 48 Q	0,544	71,4	2,73	n.det.	149,3 ± 4,1	81,6	1034,0
	87 MB 49 PI	0,339	21,2	1,373	n.det.	121,3 ± 23,0	10,9	375,1
	87 MB 49 Q	0,0766	3,53	0,154	n.det.	61,2 ± 18,0	3,0	306,4
Mine Nossa Senhora do Carmo (SC)	88 RPSG 12 A	1,38	87,5	11,45	0,53	239 ± 7	138,8	2355
	88 RPSG 16 A	1,59	76,9	8,61	0,78	160,5 ± 4,5	101,0	1280,0
	88 RPSG 17 A	1,25	66,1	7,82	0,36	184,1 ± 6,4	51,2	872,5
Rio Facão (SC)	87 MB 51 A	1,10	87,2	16,55	0,03	415 ± 10	74,4	2310,4
	87 MB 52 A	1,34	83,5	21,98	0,04	448 ± 13	50,7	1792,8
	87 MB 54 A	1,16	59,6	18,66	0,05	440 ± 11	15,1	732,3
	87 MB 55 A	2,41	83,0	35,8	0,06	411 ± 9	53,8	1735,7
	87 MB 57 A	5,13	86,8	61,9	0,06	340 ± 8	89,5	2240,4
	87 MB 58 A	5,19	87,4	59,2	0,06	323 ± 7	99,5	2339,2
Rio Fortuna (SC)	87 RPM 01	0,804	61,7	14,06	n.det.	474 ± 12	15,1	771,9
	87 RPM 02	3,05	89,3	42,1	0,07	384 ± 9	99,3	2765,9

Tableau 13 - Données isotopiques Rb/Sr des fractions argileuses < 2 µm de la mine Santa Catarina et du prospect de Rio Facão

Numéro Echantillons	Rb ppm	Sr primaire ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Erreur en 10 ⁻⁵	Nombre spectres
87 MB 46 A	1233	32,9	108,4	0,82028	4	70
87 MB 47 A	1073	45,6	68,17	0,75962	3	104
87 MB 49 PI	20,06	60,0	9,68	0,72453	4	117
87 MB 51 A	406,6	12,62	93,32	1,40886	23	115
87 MB 52 A	475,5	97,3	14,15	0,84832	4	115
87 MB 53 A	505,9	198,2	7,39	0,78709	4	115
87 MB 54 A	472,7	49,6	27,60	0,93780	4	112
87 MB 55 A	681,9	11,83	166,9	1,91719	47	67
87 MB 56 A	748	8,30	261,1	2,51439	25	101
87 MB 57 A	1078	5,60	557,7	4,42338	25	81
87 MB 58 A	1056	7,29	419,6	3,64526	27	23

INTERPRETATIONS ET DISCUSSION

Tous les échantillons d'argiles datées seront traités en un seul ensemble, au contraire de l'analyse qui en a été faite dans **Dos Santos et Bonhomme (1991 et 1994)**. En effet, tous les échantillons dont la teneur en TiO₂ a pu être mesurée montrent des valeurs voisines de 0,10%, à l'exception d'un seul: 87 MB 43 A. Or **Leroy et Cathelineau (1982)** puis **Bonhomme (1982 et 1987)**, **Morad (1990)** ont remarqué la généralité des basses teneurs en TiO₂ des argiles hydrothermales néoformées. De plus, la minéralogie de ces fractions fines montre la présence systématique de l'association kaolinite-illite-interstratifiés I/S divers. Les parts respectives de la kaolinite d'une part, et de l'ensemble illite plus interstratifié d'autre part, varient pratiquement de 0 à 100% en toutes proportions. Ces raisons militent en faveur d'un traitement global.

Pour expliciter les relations entre les différents échantillons de différents lieux de prélèvement, un graphique a été préparé, avec les pourcentages relatifs de kaolinite et d'illite en abscisse et l'âge en ordonnée. Ce graphique montre une relation linéaire décroissante en fonction du pourcentage croissant d'illite. Les points extrêmes sont 530 Ma environ pour 100% de kaolinite et 80 Ma environ pour 100% d'illite. Le calcul de la régression linéaire fournit les résultats précis suivants: 529 Ma pour 100% de kaolinite et 87 Ma pour 100% d'illite (**fig. 25**).

L'âge de 529 Ma correspond à l'âge des granites tardi-Brasiliens (**Soliani Junior, 1986; Basei, 1985**). Par exemple le granite Subida est daté de 546 Ma; **Bonhomme et Ribeiro (1985)** ont daté des argiles des formations molassiques également tardi-Brasiliens de 540 Ma aussi.

L'âge de 87 Ma qui correspond à 100% d'illite représente le Santonien (**Haq et Van Eysinga, 1987; Odin et Odin, 1990**).

Tout se passe comme si la kaolinite était directement héritée du socle et que l'ensemble illite plus interstratifié I/S était exclusivement d'origine hydrothermale néoformée. Le paradoxe est qu'il n'y a pas de corrélation apparente entre les pourcentages de kaolinite et la teneur en titane. Ce paradoxe n'est qu'apparent si l'on considère que la kaolinite provient de l'altération des feldspaths et non de l'altération des phyllosilicates. Malgré le fait que plusieurs auteurs aient rapporté des âges K/Ar apparents de détritisme obtenus à partir de mélanges d'argiles constitués essentiellement de kaolinite (**Tisserant et Odin, 1979; Odin et Dodson, 1982; Odin et Keppens, 1985**), il semble impossible

que la kaolinite pour des raisons cristallographiques puisse contenir potassium et argon radiogénique. Ceci pourrait conduire à considérer la relation $t = f$ (% illite) comme un artefact, d'autant que les deux groupes de données correspondant aux deux zones, mine Santa Catarina et Rio Facão, ne se recouvrent pas, et que un diagramme $t = f$ (K_2O) donne une image dispersée. Cependant, un examen plus détaillé des diffractogrammes de RX montre des proportions non négligeables de feldspath potassique et parfois des traces de plagioclase, en particulier pour les échantillons les plus jeunes du prospect de Rio Facão, et les plus vieux de la mine Santa Catarina. Dans ces conditions, la relation apparente $t = f$ (% illite) pourrait s'interpréter en termes d'altération de phyllosilicates illitiques issus de micas conservant leur âge Brasiliano à Rio Facão avec une ouverture isotopique partielle des feldspaths rajeunissant ainsi l'âge global du mélange (malgré les très faibles teneurs en titane). Au contraire, à la mine Santa Catarina, les phyllosilicates seraient entièrement néoformés avec une contribution faible de feldspaths plus anciens, peut-être d'âge Brasiliano. Le seul intérêt de la présentation des données sous la forme $t = f$ (% illite) serait donc de mieux comprendre les deux mécanismes divergents à Rio Facão et à Santa Catarina.

Une autre présentation des données, au lieu de la droite de mélange, consiste à voir dans le schéma de la **figure 25** une courbe d'évolution progressive. Ceci ne change pas le résultat de la datation des illites pures à 87 Ma. Par contre l'âge correspondant aux mélanges riche en kaolinite devient environ 500 Ma.

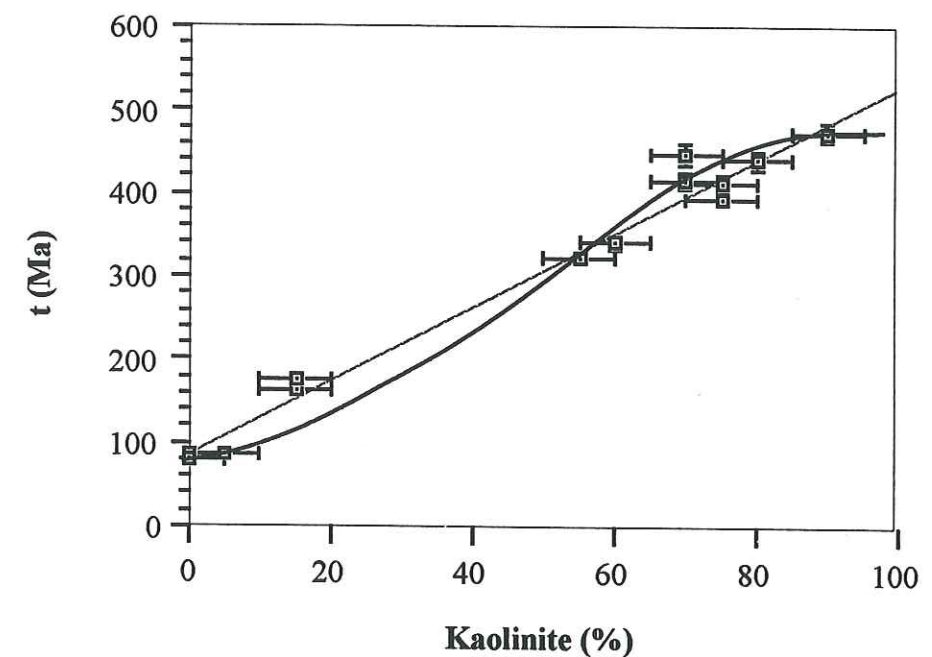


Fig. 25 - Variation de l'âge apparent (Ma) en fonction de la proportion de kaolinite dans la fraction argileuse.

Au contraire des échantillons de la mine Santa Catarina et des prospects Rio Fortuna et Rio Facão, étudiés précédemment, les échantillons de la mine Nossa Senhora do Carmo ne s'alignent pas sur la droite de régression. Or ces échantillons par opposition à tous les autres ont des teneurs en TiO_2 élevées. Ils ne doivent donc pas être traités de la même manière. L'interprétation la plus probable de leurs âges consiste à dire que la remise à zéro du chronomètre phyllosilicate est plus difficile que celle du feldspath. Les conditions de température et d'agressivité chimique du fluide hydrothermal ont été insuffisantes (Bastos Neto, 1990) pour obtenir cette remise à zéro complète. Par conséquent les âges mesurés sont intermédiaires entre l'âge des phyllosilicates primaires et celui de l'événement hydrothermal. Ils n'ont donc aucune signification géologique.

Les deux échantillons de calcédoine ont été soumis à l'extraction de la fraction $< 2 \mu\text{m}$. L'échantillon 87 MB 48 A a fourni une fraction argileuse diluée par la silice et la fluorite. L'échantillon 87 MB 49 PL n'a fourni que du plagioclase. En reportant les points représentatifs des roches totales et des fractions fines de ces deux échantillons et ceux des argiles 87 MB 46 A et 87 MB 47 A dans les deux diagrammes isotopiques, on constate que les points s'alignent sur deux droites dont les caractéristiques ont la même valeur:

- diagramme $^{40}\text{Ar rad} = f(\% \text{K}_2\text{O})$

$t = 86,1 \text{ Ma}$

$(^{40}\text{Ar rad})_0 = -0,053 \text{ nl}$

(fig. 26)

- diagramme $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = f(^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar})$

$t = 85,3 \pm 1,7 \text{ Ma } (\pm 1 \sigma)$

$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 303 \pm 3 (\pm 1 \sigma)$

MSWD = 15,2

(fig. 27)

Comme les résultats fournis par les deux types de diagramme sont identiques, la condition d'homogénéité proposée par Shafiqullah et Damon (1974) est remplie. Dans ces conditions le double résultat est isotopiquement valable, ce qui signifie que l'événement hydrothermal a eu lieu à 86 Ma.

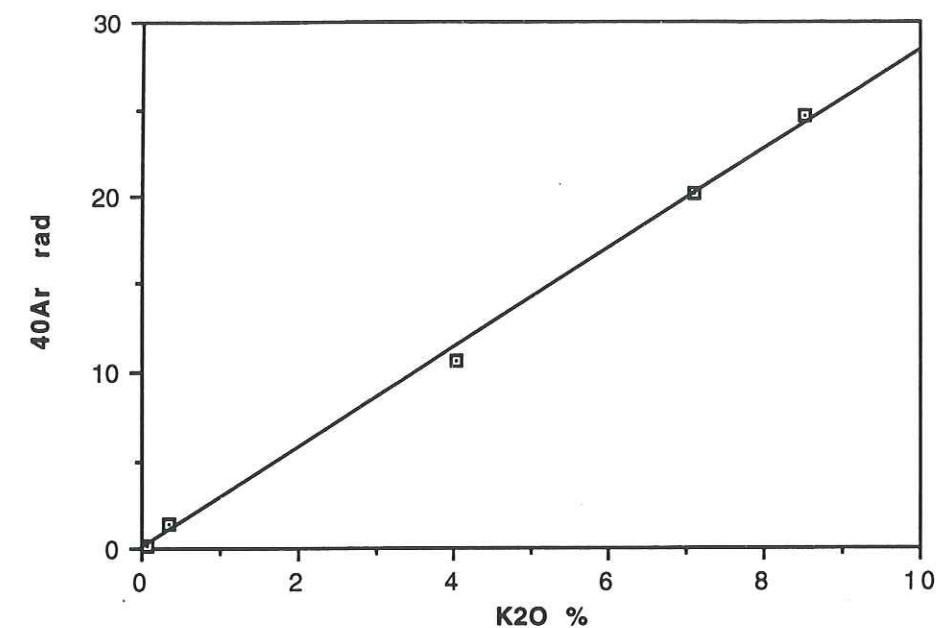


Fig. 26 - Echantillons d'argiles de la Mine Santa Catarina.
Diagramme isotopique Harper (1970)
 $t = 86,1 \text{ Ma } (1 \sigma)$
 $(^{40}\text{Ar})_0 = 0,053 \text{ nl}$

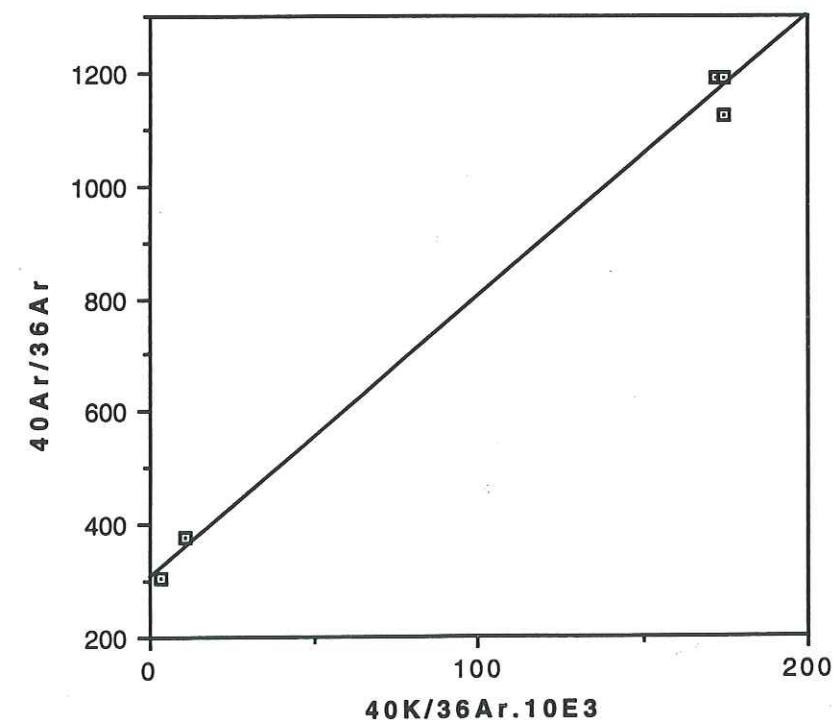


Fig. 27 - Echantillons d'argiles de la Mine Santa Catarina.
Diagramme isotopique selon Roddick et Farrar (1971)
 $t = 85,3 \pm 1,7 \text{ Ma } (1 \sigma)$
 $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 303 \pm 3 (1 \sigma)$
MSWD = 15,2

L'analyse Rb/Sr des échantillons de la mine Santa Catarina a fourni deux résultats discordants. Le couple 87 MB 47 A et 87 MB 49 PL montre un âge de 42 Ma, alors que le couple 87 MB 46 A et 87 MB 49 PL donne un âge de 69 Ma. Ces deux résultats reflètent le comportement isotopique du strontium dans des conditions de lessivage important et n'ont donc aucune signification géologique. Il faut noter que ce comportement est contradictoire avec celui du système K/Ar qui semble ne pas avoir été perturbé.

L'analyse Rb/Sr des argiles du prospect de Rio Facão montre au contraire un résultat clair. La droite isotopique a les caractéristiques suivantes: $t = 500 \pm 3$ Ma ($\pm 1 \sigma$), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7375 \pm 0,0006$ ($\pm 1 \sigma$), MSWD = 31,4 (fig. 28). Un point particulier de cette droite est montré par l'extrême enrichissement en strontium 87 de certains échantillons: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ va jusqu'à 4,4. Cet écart extrêmement important explique la valeur élevée du MSWD. L'âge de 500 Ma confirme le résultat K/Ar sur les échantillons à kaolinite dominante. En effet, l'échantillon 87 MB 57 A, dont le point est en-dessous de l'isochrone (non figuré sur la figure 27 et non inclus dans le calcul de la droite isotopique) est aussi le plus riche en feldspath potassique. Son âge apparent, comme dans le cas de la méthode K/Ar, est donc apparemment plus jeune à cause de l'influence du feldspath.

Les analyses isotopiques K/Ar et Rb/Sr, bien qu'ayant parfois un comportement divergent, conduisent à la même conclusion: les argiles du socle encaissant datées d'environ 500 Ma sont progressivement transformées minéralogiquement et isotopiquement jusqu'à enregistrer la date du mécanisme hydrothermal soit 86 Ma.

Bastos Neto (1990) et Bastos Neto et al (1991a et b) ont attribué l'événement minéralisateur du district de Criciúma au Crétacé. La datation obtenue à l'aide des argiles liées aux minerais confirme cette hypothèse. La datation précise l'âge de cet événement et le place à l'étage Santonien (Haq et Van Eysinga, 1987), c'est à dire au Crétacé supérieur.

Cependant, il a été impossible de confirmer la division en quatre phases minéralisatrices proposées par Bastos Neto et al (1991a et b). Ceci peut s'expliquer soit par une remise à zéro systématique du chronomètre argile par le dernier épisode, soit parce que les quatre phases sont si rapprochées dans le temps qu'elles sont indiscernables par les méthodes isotopiques.

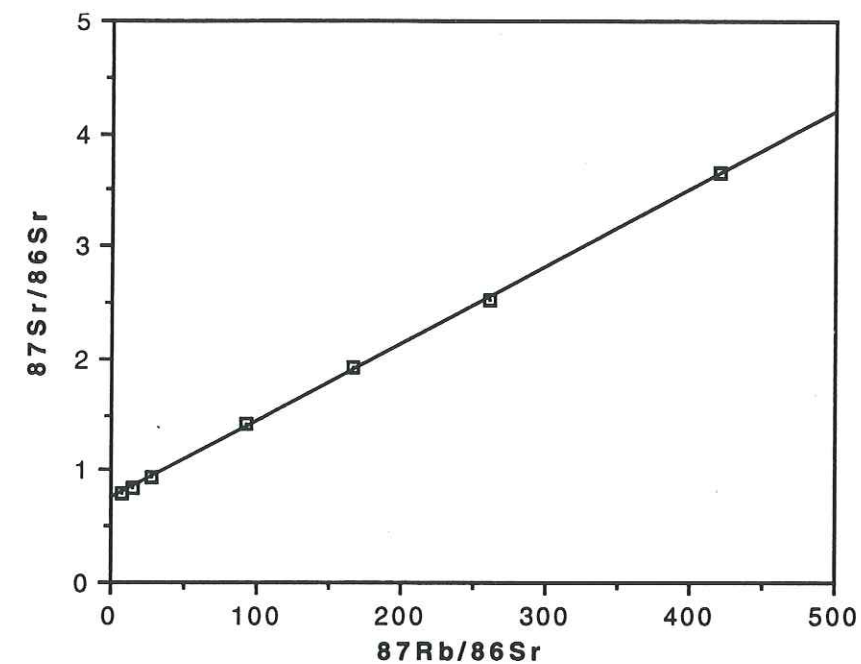


Fig. 28 - Échantillons d'argiles du prospect de Rio Fortuna (SC).
Diagramme isotopique Rb/Sr
 $t = 500 \pm 3$ Ma (1σ)
 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7375 \pm 0,0006$ (1σ)
MSWD = 31,4

Lelarge (1993) a daté un certain nombre d'échantillons du socle de l'Arc de Ponta Grossa par la méthode des traces de fission appliquée aux apatites. Le résultat obtenu montre que l'âge correspondant à l'isotherme 130°C se situe à $85,6 \pm 1,8$ Ma pour une altitude inférieure à 800 m, à $97,0 \pm 2,5$ Ma entre 900 et 1000 m et à $113,9 \pm 2,7$ Ma au dessus de 1000 m. Elle conclut que le refroidissement a été lent jusqu'à 90 Ma, et très rapide entre 90 et 80 Ma. Cette indication est tout à fait concordante avec les datations K/Ar: on peut attribuer à l'épisode hydrothermal de 86 Ma la dernière manifestation thermique enregistrée par les traces de fission dans les apatites.

Les données K/Ar conventionnelles montrent que quelques échantillons ont des âges apparents compris entre 170 et 200 Ma environ. Sur le diagramme isotopique $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = f(^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar})$, les points représentatifs de ces échantillons s'alignent plus au moins selon deux droites presque équivalentes. La première a les caractéristiques suivantes: $t = 172 \pm 3$ Ma ($\pm 1 \sigma$), $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 271 \pm (\pm 1 \sigma)$, MSWD = 8,4. L'autre droite inclut les mêmes points que la première plus l'échantillon 88 RPSG 12 A. Elle montre les résultats suivants: $t = 190 \pm 3$ Ma ($\pm 1 \sigma$), $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 262 \pm 3 (\pm 1 \sigma)$, MSWD = 30,3. Malgré la mauvaise qualité statistique de ces droites, elles semblent indiquer l'existence d'un épisode daté entre 170 et 190 Ma. On retrouve ici le même résultat que celui déterminé sur les argiles de certains puits du Bassin du Paraná (voir page 163, étude du puits 2TB 1 SP).

Conclusions

La datation potassium - argon des argiles liées à la fluorite du district de Criciúma a montré un âge de 86 Ma.

Ce résultat conforte l'hypothèse des métallogénistes et des tectoniciens qui avaient relié cette minéralisation à la tectonique contemporaine de l'ouverture de l'Atlantique Sud.

Il conforte aussi le modèle proposé par Bonhomme (1982) et Bonhomme et al (1987) liant minéralisation et tectonique en extension le long des marges passives.

1.2 - SIERRA GRANDE (NORD PATAGONIE, ARGENTINE)

INTRODUCTION

Cingolani et al (1991) ont décrit l'évolution magmatique de la Patagonie Septentrionale en Argentine, parmi les différents épisodes magmatiques deux concernent l'ouverture du Gondwana: le premier s'étend de 220 à 200 Ma, le second commence à 180 Ma et continue jusqu'à la période actuelle.

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

La succession stratigraphique a été décrite par De Alba (1964). Parmi toutes les formations qui composent le Massif Nord Patagonien, la Formation Sierra Grande du Silurien terminal-Eodévonien est remarquable car elle contient des sédiments ferrifères métamorphisés par contact d'un granite et exploités dans la mine de la compagnie Hipasam (Spalletti et al, 1991).

Le principal caractère du plutonisme en Nord de la Patagonie est l'extension importante des granites et des roches siliceuses associées vers 200 Ma (Pankhurst et al, 1993 a; Gordon et Ort, 1993). Les plutons les plus étendus sont distribués le long d'une structure NW-SE et recoupent les granites paléozoïques et le socle métamorphique précambrien à paléozoïque. L'association volcanique de ces roches est représentée par des ignimbrites et des felsites. Le linéament de Gastre qui accompagne ces formations est considéré par Rapela et Pankhurst (1992) comme la prolongation vers l'ouest de la zone de fracture Aghulas, laquelle est un accident majeur de la séparation du Gondwana. A la suite de ces granites se met en place le volcanisme rhyolitique du Groupe Marifil, qui couvre une grande surface du Massif Nord Patagonien et est daté de 185 à 177 Ma (Rapela et Pankhurst, 1992). La série jurassico-crétacée se termine par des laves acides datées jusqu'à 137 Ma (Pankhurst et al, 1993 b). Sur l'ensemble de ces formations se sont épanchés des basaltes oligocènes.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 43 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

MATERIEL ANALYSE

Parmi les échantillons récoltés pour une étude radiochronologique complémentaire de la région de Sierra Grande les échantillons suivants ont été choisis pour le présent travail: deux échantillons proviennent de fissures dans le mine de fer de Sierra Grande, trois échantillons ont été récoltés à partir de carottes de sondages forés dans la Formation Marifil et un échantillon a été collecté dans un filon de fluorite E/W recoupant les volcanites Marifil à environ 30 Km au Sud de Sierra Grande.

RESULTATS ET INTERPRETATIONS

Les résultats sont donnés dans les tableaux numéros 14 à 16

Tableau 14 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
Sierra Grande - Patagonie - Argentine

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	I/S 90% > I > 10% %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Chlorite %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datés
87 MB 113 A	**	Illite * * *	-	-	*	0,20	n.det.	Q. traces	Jarosite
87 MB 114 A	**	Illite * * *	-	-	*	0,34	n.det.	Q. traces Pyrite Blende Dolomite	Jarosite
87 MB 120 A	-	-	(I/S regulier 60% ill. R=1 - Allevardite) 40%	(I/S < 10% illite, R=0) 60%	-	-	-	Fluorite * * *	-
87 MB 123 KF	traces	-	-	-	-	-	-	Q. * *	Adulaire * * *
87 MB 124 KF	50%	-	-	(I/S < 10% illite, R=0) 50%	-	-	-	Q. * *	Adulaire * * *

Tableau 15 - Données minéralogiques de la fraction argileuse < 2 µm
d'un échantillon non daté - Sierra Grande - Patagonie - Argentine

Echantillon	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datables
87 MB 122 A	90%	Illite - traces	(I/S < 10% illite, Ro) 10%	-	-	Quartz *	Adulaire * *

Tableau 16 - Données analytiques potassium - argon des fractions argileuses < 2 µm
Sierra Grande - Patagonie - Argentine

Localisation	Echantillons	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad (%)	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	TiO ₂ %	t (Ma ± 1 σ)	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar (x 10 ³)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
Sierra Grande Patagonie (Argentine)	87 MB 113 A	6,42	88,9	43,0	1,24	196,5 ± 4,3	197,1	2673,2
	87 MB 114 A	6,80	90,8	31,9	0,51	139,8 ± 3,1	344,3	3204
	87 MB 120 A	1,55	39,4	5,76	n.det.	117,7 ± 7,7	28,7	487,5
	87 MB 123 KF	11,25	94,2	65,6	n.det.	172,1 ± 3,7	453,1	5050
	87 MB 124 KF	9,99	91,6	56,2	n.det.	166,4 ± 3,6	317,6	3513

Les deux échantillons de fissures de la mine de Sierra Grande contiennent de la kaolinite et de l'illite avec des traces de jarosite. L'échantillon 87 MB 113 A, daté de 197 Ma présente une illite très bien cristallisée. Au contraire l'échantillon 87 MB 114 A présente une illite moins bien cristallisée avec des traces de minéraux sulfurés et son âge est de 140 Ma. On peut donc interpréter ces deux résultats en attribuant au 113 A un âge de métamorphisme faible et au 114 A un âge plus jeune par altération hydrothermale plus au moins complète (Cingolani et al, 1991).

Les échantillons de la Formation Marifil (87 MB 123 et 124 A) ont des âges voisins de 170 Ma c'est à dire normaux pour la Formation Marifil (Rapela et Pankhurst, 1992). Mais dans ce contexte l'échantillon 87 MB 124 A, qui contient de la kaolinite et l'interstratifié I/S de type R₀ est légèrement plus jeune que l'échantillon 87 MB 123 A. Ceci peut s'expliquer par un début d'altération de type diagénétique. L'âge de ces échantillons reste toutefois proche de l'âge normal de la Formation Marifil car l'essentiel du matériel daté est constitué de feldspath potassique non altéré des volcanites Marifil, elles-mêmes datées de 180 Ma environ (Rapela et Pankhurst, 1992; Cingolani et al en préparation).

Enfin l'échantillon 87 MB 120 A est une fraction fine liée à un filon de fluorite, avec silice et calcite. Son âge de 118 Ma est plus jeune que celui des volcanites Marifil encaissantes. Toutefois comme il a été impossible de récolter d'autres échantillons du même type, il n'est pas possible d'affirmer que 118 Ma soit l'âge de la minéralisation. Mais Cingolani et al (1991) présentent des datations Rb/Sr de monzogranites et granodiorites compris entre 104 et 118 Ma. Ces intrusions seraient donc contemporaines de cette minéralisation. Le moteur thermique régional de la minéralisation est donc présent à la date de 118 Ma. En outre, cette date est à peine plus jeune que l'ouverture de l'Atlantique Sud dans la région. On peut donc la relier soit aux intrusions, soit à la tectonique en extension, soit aux deux, et peut-être les intrusions à l'ouverture.

1.3 - VALE DO RIBEIRA: MATO DENTRO (S.P.), SETE BARRAS (PR), MATO PRETO: DEL REY (PR).

GISEMENTS DU DISTRICT A FLUORITE DE LA VALLÉE DU RIBEIRA

INTRODUCTION

Les gisements du district à fluorite de la vallée du Ribeira ont été décrits de façon résumée par Silva et al (1981). Ronchi et al (1993) ont repris cette étude sur le plan de la géochimie. De ces travaux il résulte que le district se compose de: 1- des dépôts liés à la stratification précambrienne: Volta Grande, Mato Dentro, Sete Barras; 2- un gisement lié aux intrusions alcalines crétacées: Mato Preto (mine Del Rey); et 3- un dépôt de remplissage de fracture non économique: dépôt de Braz. Seul les gisements des types 1 et 2 ont été étudiés: Sete Barras, Mato Dentro et Mato Preto. Chacun de ces gisements sera analysé séparément pour la commodité de l'interprétation.

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Pour l'ensemble des gisements de fluorite de la vallée du Ribeira on distingue, du plus ancien au plus jeune, les groupes lithologiques suivants: 1- Des roches précambriennes, des migmatites, des schistes et des métasédiments constituent les Groupes Costeiro, Setuva et Açungui. 2- Des granites syntectoniques dont le complexe Três Córregos date de 640 à 510 Ma (Issler et Freire, 1985; Dardenne et Touray, 1988; fig. 29). Des massifs granitiques post-tectoniques se mettent en place dans l'intervalle 600 à 500 Ma. 3- Des roches magmatiques intrusives: des dykes de dolérite jurassique, des carbonatites et des autres roches alcalines crétacées; par exemple Cordani et Hasui (1968) ont daté le complexe carbonatitique de Mato Preto de $65,2 \pm 3,3$ Ma et $67,0 \pm 3,4$ Ma.

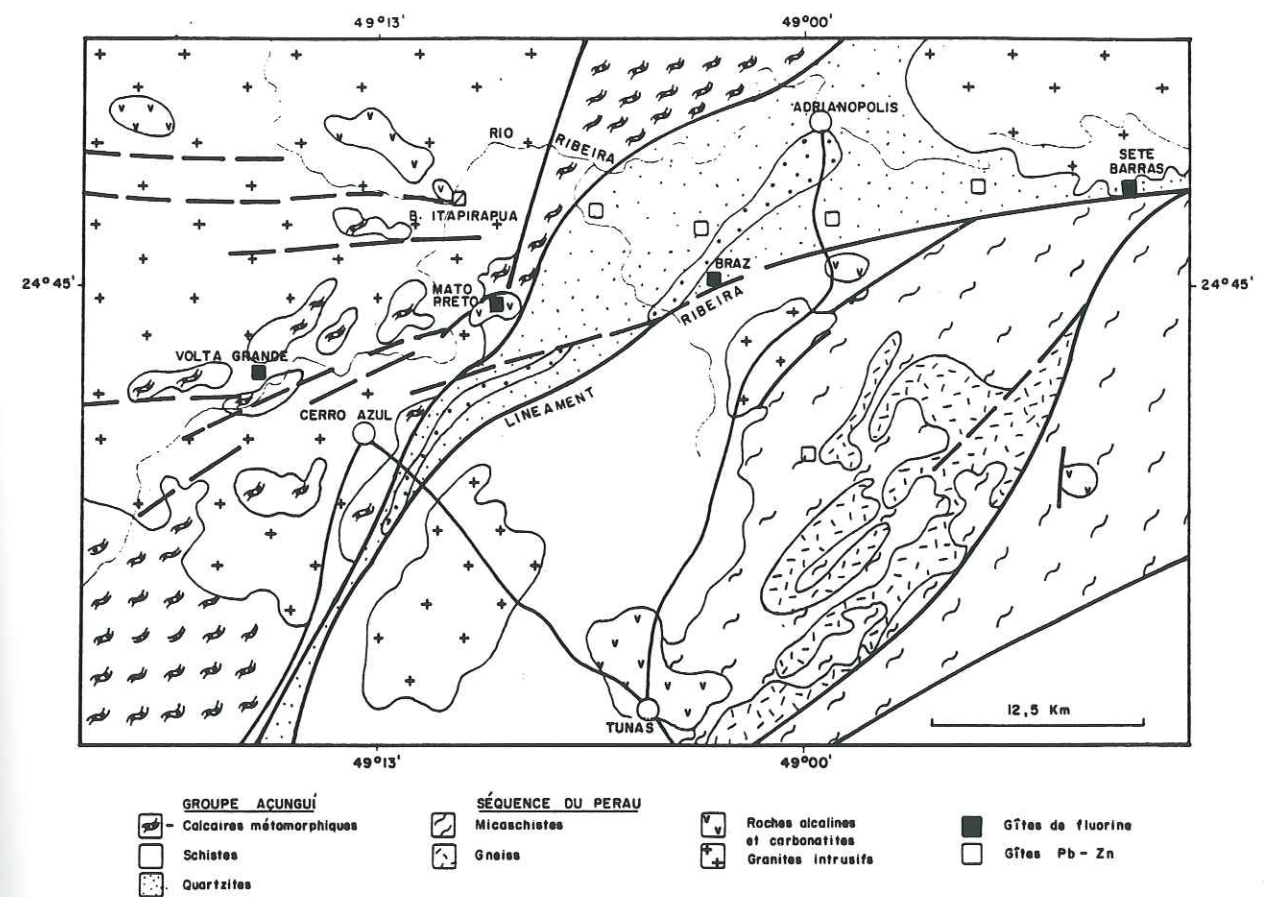


Fig. 29 - Carte de localisation des principaux gisements de fluorite de la vallée du Ribeira (Etat du Paraná), sur fond géologique régional. (D'après Dardenne et Touray, 1988)

GISEMENT DE SETE BARRAS

Le gisement de Sete Barras se trouve dans l'Etat du Paraná, município de Adrianópolis, latitude 24°40' S longitude 48°50' W.

La fluorite se présente sous la forme de lentilles discontinues dans les calcaires métamorphiques du Précambrien, en concordance avec la foliation. La séquence métasédimentaire hôte et le minerai sont recoupés par un granite post-tectonique. Dans la zone minéralisée, **Fagundes et al (1984)** ont décrit des enclaves de fluorite et de roche encaissante dans le granite. Le minerai montre aussi parfois des textures de remplacement remarquablement stratifiées suggérant une origine karstique.

MATERIEL UTILISE

Les échantillons ont été prélevés dans une carrière dont le front de taille avait environ 10 m de hauteur (**fig. 30**). Les échantillons deux et trois viennent du bas de l'excavation, les deux autres du sommet. L'échantillon six a été fourni par le personnel de la mine.

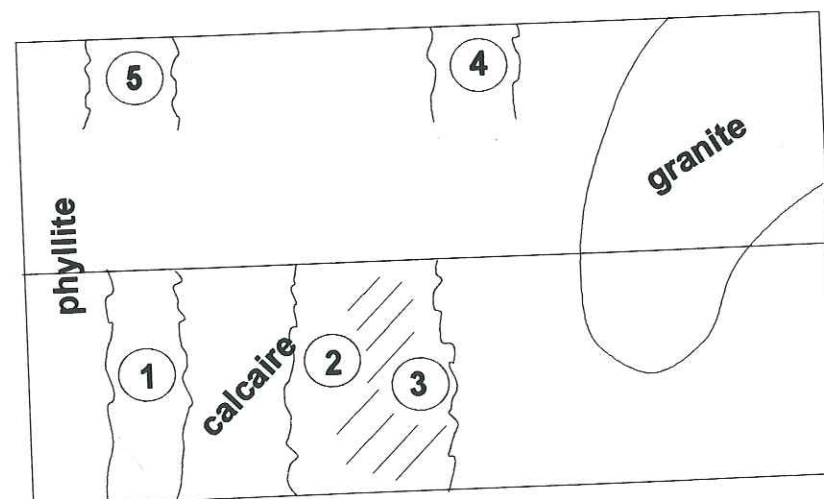


Fig. 30- Schéma de prélèvement des échantillons dans la mine de Sete Barras (numéros: 1- 88 SB 1 A; 2- 88 SB 2 A; 3- 88 SB 3 A; 4- 88 SB 4 A et 5- 88 SB 5 A)

RESULTATS

L'ensemble des données minéralogiques et isotopiques K/Ar sont présentées dans les tableaux numéros 17 à 19.

Tableau 17 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm Sete Barras - Adrianópolis (Pr)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	I/S 90% > I > 10% %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Chlorite %	Autres argiles %	Ind.Crist. en ° 2 θ	$\frac{002}{001}$
88 SB 02 A	50%	Illite 10%	-	(I/S (% illite, Ro) 40%	-	-	n.det.	n.det.
88 SB 03 A	40%	Illite 15%	-	(I/S 5% illite, Ro) 45%	-	-	n.det.	n.det.
88 SB 04 A	40%	Illite 10%	-	(I/S 10% illite, Ro) 50%	-	-	n.det.	n.det.
88 SB 05 A	25%	Illite - traces	-	Smectite 75%	-	-	-	-

Tableau 18 - Données minéralogiques de la fraction argileuse < 2 µm d'un échantillon non daté - Sete Barras - Adrianópolis (Pr)

Echantillon	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	$\frac{002}{001}$	Min. access. non datés	Min. access. datables
88 SB 06 A	*	-	Smectite * *	-	-	Quartz *	-

Tableau 19 - Données analytiques potassium - argon des fractions argileuses < 2 µm Sete Barras - Adrianópolis (Pr)

Localisation	Echantillons	K ₂ O %	⁴⁰ Ar rad %	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	TiO ₂ %	t (Ma ± 1 σ)	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar (x 10 ³)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
Sete Barras - Adrianópolis Etat du Paraná	88 SB 02 A	1,49	72,4	13,31	0,41	258 ± 7	48,2	1070,32
	88 SB 03 A	1,24	58,8	11,09	0,46	258 ± 7	26,2	717,2
	88 SB 04 A	1,34	62,5	12,51	0,48	268 ± 7	29,5	791,0
	88 SB 05 A	0,97	75,1	8,57	0,32	255 ± 10	56,0	1185,7

INTERPRETATION ET DISCUSSION

Les âges mesurés sont étonnamment groupés entre 255 et 268 Ma. Ceci est d'autant plus surprenant que la composition minéralogique est très variable: kaolinite 25% à 50%, illite 0% à 15%, smectite et interstratifiés de type R=0 40% à 75%. Une telle composition minéralogique peut suggérer l'effet de l'intempérisation, en particulier à cause de la présence de kaolinite. Mais ceci est en contradiction avec le groupement étroit des âges. Ce groupement exclut aussi un reset partiel par un phénomène thermique quelconque.

Si on regarde l'histoire géologique régionale, on observe que seuls deux événements thermo-tectoniques y sont définis: l'orogénèse Brasiliano entre 700 et 500 Ma et les intrusions doléritiques, carbonatitiques et alcalines du Jurassico- Crétacé entre 135 et 65 Ma (Cordani et Hasui, 1968). L'âge obtenu, environ 260 Ma ne correspond à aucun de ces épisodes. De plus, il semble que l'on ne connaisse pas d'événement de cet âge dans la région. Pour expliquer l'âge apparemment anormal il pourrait être fait appel à un excès d'argon radiogénique. Cependant, l'examen des données isotopiques montre que ceci est impossible, malgré la présence de fluides riches en gaz (Ronchi et al., 1993).

S'il n'y a pas d'événement thermo-tectonique attribuable à l'âge de 260 Ma, si l'âge obtenu ne correspond pas à un phénomène d'intempérisation, la seule possibilité qui subsiste consiste à suggérer que 260 Ma soit l'âge du phénomène karstique (Fagundes et al, 1984). Toutefois ce phénomène devrait être considéré comme ayant eu lieu à une température relativement élevée: Chaves (1989) cite des températures d'homogénéisation d'inclusions fluides comprises entre 110 et 140°C. Une température aussi haute devrait avoir facilité l'homogénéisation des âges observée ici. Cette interprétation est donnée à titre tout à fait hypothétique en l'absence d'arguments géologiques et métallogéniques plus précis.

Dans ce cas, l'âge de 260 Ma ne peut pas être mis en relation avec un épisode de tectonique en extension lié à l'ouverture du Gondwana.

GISEMENT DE MATO DENTRO

Le gisement de Mato Dentro est exactement comparable à celui de Sete Barras, sauf que ce qui n'était pas clair à Sete Barras le devient ici: le remplacement de calcaire métamorphique par la fluorite a lieu après la déformation (Ronchi et al, 1993).

MATERIEL UTILISE

Cinq échantillons ont été étudiés: ils proviennent des corps un et deux (fig. 31). Le corps un se situe à la limite entre le calcaire métamorphique pur et le calcaire à minéraux. Le corps deux est entièrement inclus dans le calcaire à minéraux. Ces deux séquences font partie du contexte métamorphique du cycle Brasiliano. Au moment de la collecte des échantillons, je ne disposais que de puits de recherche peu profonds: 10 à 17 m. Ceci présente un danger certain d'altération du système isotopique par intempérisation. C'est pourquoi les échantillons prélevés près de la surface ont été éliminés sauf l'échantillon 88 MD 01 qui a montré la présence de grandes quantités de kaolinite et n'a donc pas été choisi pour la datation.

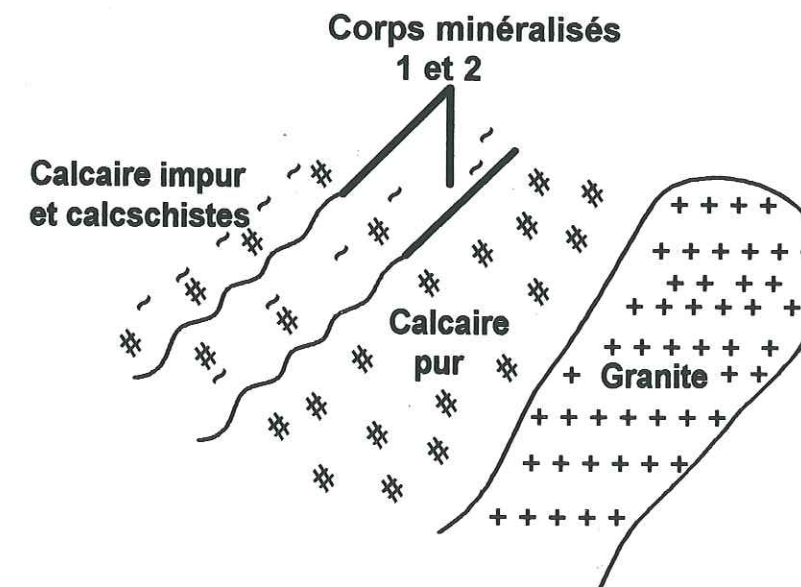


Fig. 31- Coupe schématique de la mine de Mato Dentro (SP)

RESULTATS

L'ensemble des données minéralogiques et isotopiques K/Ar sont présentées dans les tableaux numéros 20 à 22.

Tableau 20 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
Mato Dentro - Apiaí (SP)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	I/S 90% > I > 10% %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Autres argiles %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datés
88 MD 02 A	25%	Illite 45%	-	Smectite 10%	Talco 20%	0,17	0,35	Q. *	-
88 MD 03 A	20%	Illite 30%	-	(I/S 10% illite, R=0) 25%	Talco 25%	0,19	0,44	Q. * * Goethite - tr.	-
88 MD 05 A	40%	Illite 10%	(I/S < 10% illite, R=0) 25%	-	Talco 25%	n.det.	n.det.	Goethite - tr.	-

Tableau 21 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
des échantillons non datés - Mato Dentro - Apiaí (SP)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Autres argiles %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datables
88 MD 01 A	*	Illite - traces	Smectite *	-	-	-	Quartz * Fluorite *	-
88 MD 06 A	100%	Illite - traces	(I/S, R=0) traces	Talc - traces	-	-	Goethite - traces	

Tableau 22 - Données analytiques potassium - argon des fractions argileuses < 2 µm
Mato Dentro - Apiaí (SP)

Localisation	Echantillons	K ₂ O %	⁴⁰ Ar rad %	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	TiO ₂ %	t (Ma ± 1 σ)	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar (x 10 ³)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
Mato Dentro Apiaí - Etat de São Paulo	88 MD 02 A	2,43	95,7	36,1	0,78	400 ± 9	255,4	6940
	88 MD 03 A	1,82	79,6	26,07	0,85	397 ± 9	44,8	1451,8
	88 MD 05 A	1,90	90,9	27,62	0,86	402 ± 9	113,1	3257

INTERPRETATION ET DISCUSSION

La même interprétation que celle proposée pour Sete Barras peut être retenue pour Mato Dentro. En effet la minéralogie des argiles est aussi variable et les âges sont aussi groupés: 397 Ma à 402 Ma. De plus la composition minéralogique montre la présence de talc, incompatible avec un mécanisme d'intempérisation; et les deux illites dont l'indice de cristallinité a pu être mesuré, sont très bien cristallisées, ce qui est un indice de confinement. La seule différence avec Sete Barras réside dans l'âge lui même: ici 400 Ma au lieu de 260 Ma. Je retiens donc l'hypothèse d'un dépôt de type karstique vers 400 Ma à Mato Preto, avec la même conclusion: l'âge n'a aucun rapport avec l'ouverture du Gondwana.

GISEMENT DE MATO PRETO (DEL REY)

INTRODUCTION

Le gisement hydrothermal de fluorite à Mato Preto est associé à un complexe carbonatitique et alcalin, composé de quatre structures circulaires principales (Jenkins II, 1987). Le complexe alcalin consiste principalement en carbonatite calcique et ferrière avec des proportions mineures de syénite, phonolite et roches ultramafiques. La minéralisation apparaît sous forme de corps plus ou moins coalescents remplaçant les roches alcalines. Les altérations associées à la minéralisation sont la silicification et l'argilisation (Santos et Dardenne, 1988). Il est situé à 25 Km de la ville de Cerro Azul, dans l'Etat du Paraná à 24°45' S et 49° 10' W.

MATERIEL UTILISE

Les échantillons un à quatre sont des argiles blanches ou vertes collectées au milieu de filons de fluorite. Les deux échantillons 88 MDR 26 et 88 MDR 27 sont des échantillons d'argile massive fournis par le personnel de la mine.

RESULTATS

Le tableau numéro 23 présente les données minéralogiques.

Tableau 23 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés - mine Del Rey - Mato Preto - Cerro Azul (Pr)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	Smectite ± I/S < 10% I, R=0 %	Chlorite %	Min. access. non datés
Del Rey 01	-	-	-	-	Gearsutite 100%
Del Rey 02	Interstr. (Kaol/Sm < 20% Sm, R=0) 100%	-	-	-	Fluorite de terres rares
Del Rey 04	Interstr. (Kaol/Sm < 10% Sm, R=0) 100%	-	-	-	Fluorite * * *
88 MDR 26	* * * *	-	-	Chl/Smectite *	Analcime
88 MDR 27	Interstr. (Kaol/Sm < 20% Sm, R=0) 10%	Illite 5%	Smectite (Montmorillonite) 85%	-	Gearsutite * *

COMMENTAIRE

Il a été impossible de sélectionner aucun échantillon pour la datation. En effet deux d'entre eux sont constitués essentiellement de gearsutite, deux autres contiennent de la fluorite et un interstratifié kaolinite/smectite, et le dernier comporte le même interstratifié plus de la chlorite/smectite et de l'analcmite. Comme tous ces minéraux sont non potassiques il est évident qu'aucune datation K/Ar ne peut être effectuée. La gearsutite a été déjà observée par Jenkins II (1987). D'autre part la fluorite de l'échantillon Del Rey 02 présente la particularité d'être une fluorite de terres rares, ce que montre le diffractogramme de rayons X.

CONCLUSION GENERALE

Dans la vallée du Ribeira il a été impossible d'obtenir des datations pouvant être mises en relation avec la tectonique d'extension jurassico-crétacée. Dans deux cas: Sete Barras et Mato Dentro l'interprétation la plus probable des âges obtenus fait appel à un mécanisme de type

karstique. A Mato Preto la minéralogie des échantillons collectés interdit la datation elle même. Cependant, dans les deux cas où une datation a été possible, l'âge mesuré n'a pas non plus de rapport avec la fin de l'orogène Brasileiro.

1.4 - POÇOS DE CALDAS (M.G.)

INTRODUCTION ET LOCALISATION

Dans une description détaillée, Fraenkel et al (1985) ont montré que l'uranium du district de Poços de Caldas (Minas Gerais) est exploité dans des dépôts contenus dans des roches alcalines. Ces dépôts d'uranium du complexe alcalin de Poços de Caldas se situent dans les régions de Cercado et Agostinho. Dans les dépôts de Cercado et Agostinho l'uranium est associé au molybdène et au zirconium. Les principales roches encaissantes de la minéralisation de l'uranium sont des tinguaites, phonolites et roches pyroclastiques.

Le plateau de Poços de Caldas se situe au sud-est de l'Etat de Minas Gerais. Le gisement de Cercado est localisé à 25 Km au sud de la ville de Poços de Caldas, à environ 21°57'S, 46°30'W. Le gisement de Agostinho se situe dans la partie centrale du plateau, sur la commune de Poços de Caldas, à peu près à 13 Km au sud-est de la ville du même nom. Sa localisation est définie par les coordonnées de 21°55'S et 46°34' W.

GEOLOGIE REGIONALE

Le complexe alcalin de Poços de Caldas (Ellert, 1959) se situe entre le bassin sédimentaire du Paraná et la Serra de la Mantiqueira, dans la partie sud-est du Brésil, aux limites des Etats de Minas Gerais et de São Paulo (fig. 32). Ce complexe alcalin est intrusif dans les roches précambriennes du socle cristallin, constituées dans la zone, par des gneiss à biotite se transformant localement en anatexites et recoupés fréquemment par des dykes de dolérite.

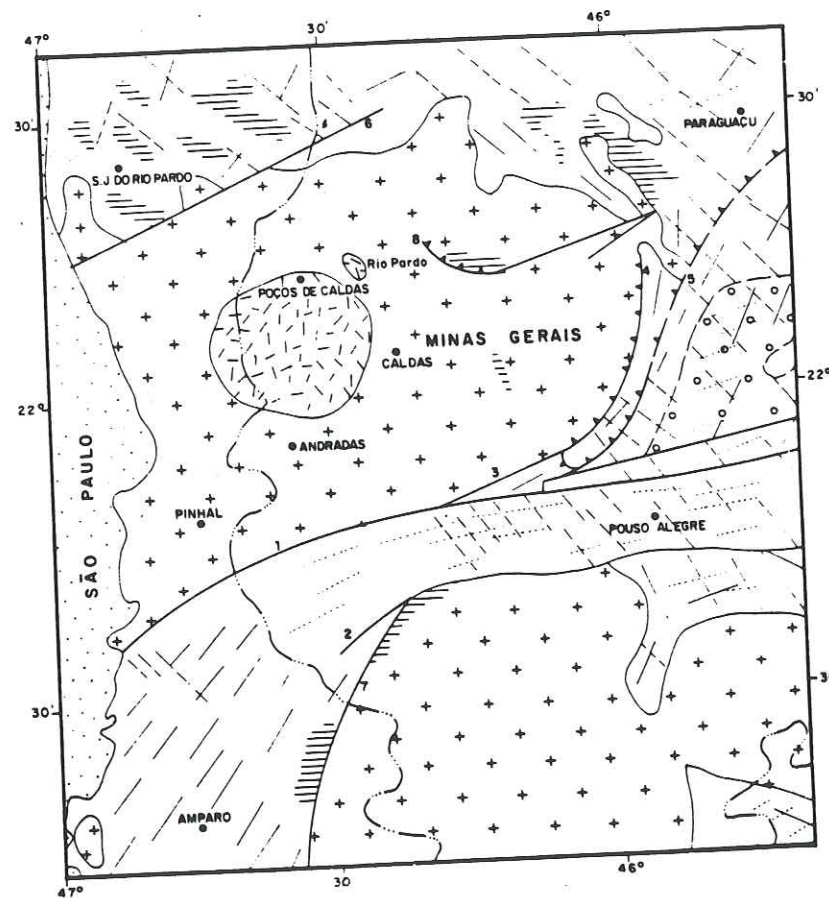


Fig. 32 - Carte géologique simplifiée de la région nord-est de l'Etat de São Paulo et du sud de l'Etat de Minas Gerais (d'après Fraenkel et al, 1985)

GEOLOGIE DU MASSIF DE POÇOS DE CALDAS

Le complexe alcalin de Poços de Caldas est considéré comme un des plus remarquables du monde et ceci est dû à ses dimensions, sa variété pétrographique et sa richesse minérale.

Une activité ignée polycyclique, de nature alcaline comprenant des mécanismes métasomatiques intenses et une forte intempérisation, a donné divers types lithologiques et une minéralisation d'intérêt économique constituée d'un minerai à uranium, molybdène et zirconium et à la formation de bauxites.

PETROGRAPHIE

Dans le complexe alcalin de Poços de Caldas les roches les plus fréquentes appartiennent au groupe syénite néphélinique: tinguaites, phonolites et foiaites. Il y a de nombreux types lithologiques de la filiation alcaline qui peuvent être groupés en trois ensembles: 1- Brèches-tuffs: généralement les brèches trouvées dans le plateau sont riches en fragments anguleux avec des clastes du socle et de roches alcalines. Dans la vallée du Quartel il y a une roche volcanique agglomérée qui est formée de fragments de laves ankaratriques; 2- Roches effusives et hypabyssales: tinguaites et phonolites qui sont très abondantes dans le complexe alcalin; 3- Roches plutoniques: les roches plutoniques sont des syénites néphéliniques (foiaites), des lujaunites et des chibinites. Les roches plutoniques représentent moins d'un tiers du massif alcalin de Poços de Caldas.

ASPECTS STRUCTURAUX

Dans le domaine du complexe alcalin de Poços de Caldas sont définis deux grands systèmes de failles, dont les directions sont N60°W et N40°E. Le premier est mis en rapport avec la tectonique régionale, qui a subi une réactivation dans la zone du plateau pendant le soulèvement du massif. Le deuxième est le résultat de la formation de la caldeira. Il y a encore deux autres systèmes de failles de directions NS et E-W, de plus petite amplitude. Ces deux systèmes sont le résultat des phénomènes de subsidence dans la partie centrale du massif. Les dykes annulaires, dans la

périphérie du complexe, remplissent des failles circulaires qui apparaissent après la première phase de subsidence.

La distribution des zones de plus grand intérêt minier sur le plateau de Poços de Caldas est liée à une succession d'événements géotectoniques et hydrothermaux qui caractérisent le contrôle de la minéralisation à uranium, molybdène et zirconium.

ÂGE ET EVOLUTION

Le complexe alcalin de Poços de Caldas a commencé sa mise en place au Crétacé supérieur (87 Ma, voir références dans **Gomes et al, 1990**) et a évolué en phases successives jusqu'à 60 Ma.

Les études ont permis de caractériser six phases distinctes dans la formation du complexe (fig. 33).

MINERALISATIONS

On distingue trois corps minéralisés principaux. Les corps A et E appartiennent probablement à la partie interne d'un cône volcanique secondaire. Le corps B est composé d'une accumulation de roches pyroclastiques. L'activité hydrothermale a été le mécanisme le plus important dans la formation de la minéralisation primaire. Les foaites intrusives sursaturées et sous pression ont permis la migration de la partie fluide, provoquant une forte argilisation des roches sous-jacentes (kaolinite, halloysite, et sericite-illite). La fluorite et la pyrite ont été déposées en veinules pendant que l'uranium se déposait dans les pores de la roche sous forme d'uraninite (UO_2).

Dans le corps E et dans les parties supérieures des corps A et B la minéralisation est typiquement épigénétique. Dans ce cas, l'uranium primaire a été oxydé et transporté par les eaux superficielles puis reprécipité dans les zones réductrices sous la forme de pechblende (UO_2) et ses produits d'oxydation. Ce phénomène est encore actuellement en cours, car les isotopes descendants de l'uranium ne sont pas en équilibre (**Fujimore, 1980**). Ceci indique que la minéralisation épigénétique est due à l'intempérisation actuelle. **Soubiès et al (1991)** ont décrit un mécanisme comparable pour la mobilité du zirconium dans la bauxitisation des roches alcalines de Poços de Caldas, bauxitisation estimée par ces auteurs comme très rapide.

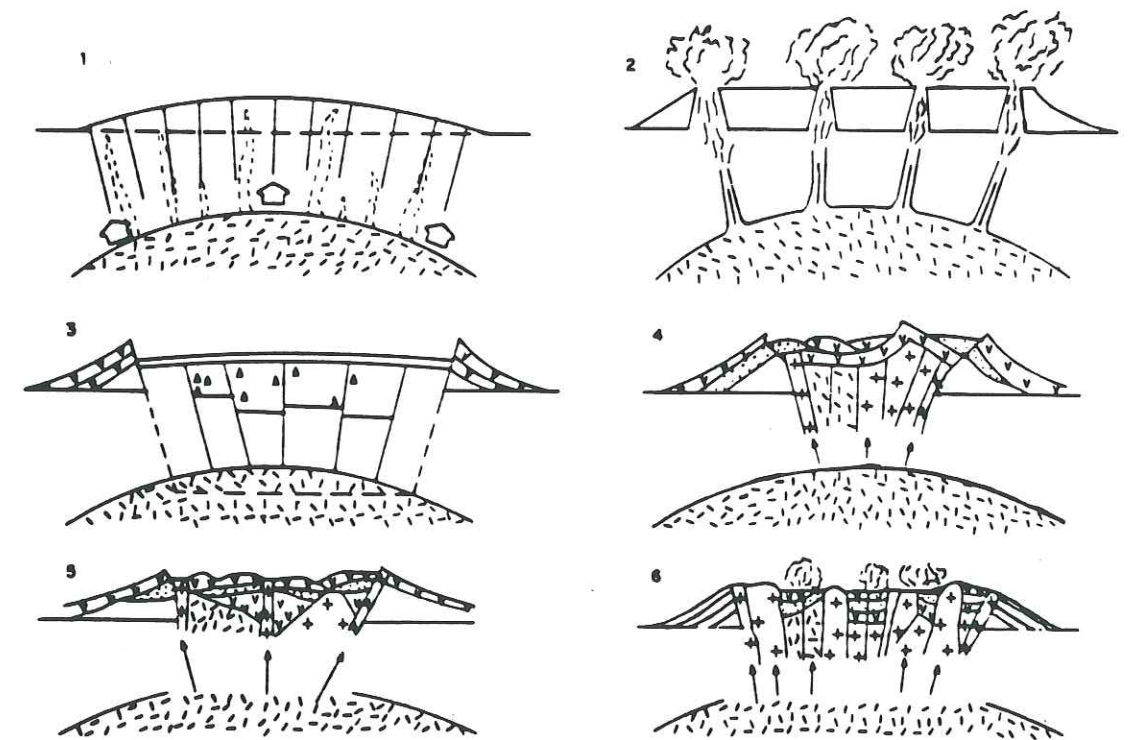


Fig. 33 - Schéma simplifié de l'évolution du complexe alcalin de Poços de Caldas
 1 : soulèvement du socle, 2 : formation de cônes de lave et de pyroclastites;
 3 : subsidence de la partie centrale (collapse de la caldeira); 4 : mise en
 place de syénites néphéliniques, tinguaïtes et phonolites, 5 : formation
 des dykes annulaires; 6 : intrusion de lujaurites, chibinites et foaites
 (d'après Fraenkel et al, 1985)

MATERIEL UTILISE

Les argiles de Poços de Caldas proviennent de deux sondages (91 WC 11 et 91 VC 24) de reconnaissance dans le gisement d'uranium, et de la carrière d'exploitation de l'uranium. Les échantillons sont des fragments de carottes prélevées sous la limite de battement des nappes phréatiques superficielles.

Tableau 24 - Origine des prélèvements des échantillons récoltés à Poços de Caldas (MG)

	Echantillons	Profondeurs (mètres)	Observations
Sondage 91 WC 11	87 MB 01	34,07 - 34,25 m	
	87 MB 02	38,75 - 38,80 m	argile de fissure
	87 MB 03	68,97 - 69,14 m	
	87 MB 04	92,90 - 93,06 m	
	87 MB 05	97,61 - 97,75 m	
	87 MB 06	97,95 - 98,11 m	sphalérite
Sondage 91 VC 24	87 MB 11	26,08 - 26,29 m	beaucoup de sulfures
	87 MB 12	34,90 - 35,17 m	
	87 MB 13	45,29 - 45,50 m	
	87 MB 14	57,40 - 57,59 m	
	87 MB 15	59,69 - 59,83 m	
Carrière	87 MB 31	environ 20 m	argile d'altération entourant les nodules de pechblende dans les zones réductrices

RESULTATS

Dans les tableaux numéros 25 à 28 sont reportées les données minéralogiques et isotopiques des échantillons analysés.

Tableau 25 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm, Poços de Caldas (MG)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	I/S I < 10%, R=0 %	Chlorite %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datés
87 MB 31 A	25%	Illite 50%	15%	(Chl/Sm.) 10%	n.det.	n.det.	Pl. traces	Orthoclase Orth. 50/ill. 35
87 MB 01 A	100%	-	-	-	n.det.	n.det.	-	Orthoclase Orth. 45/ill. 0
87 MB 04 A	70%	Illite 30%	-	-	0,22	0,43	-	Orthoclase Orth. 54/ill. 20
87 MB 05 A	90%	Illite 10%	-	-	0,22	n.det.	-	Orthoclase Orth. 50/ill. 12
87 MB 06 A	80%	Illite 20%	-	-	0,15	0,39	-	Orthoclase Orth. 48/ill. 31
87 MB 12 A	80%	Illite 20%	-	-	0,22	0,41	-	Orthoclase Orth. 31/ill. 29
87 MB 13 A	75%	Illite 25%	-	-	0,15	0,35	-	Orthoclase Orth. 50/ill. 35

Tableau 26 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés - Poços de Caldas (MG)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datables
87 MB 02	95%	Illite 5%	-	0,19	0,31	-	Orthoclase Orth 35/ill. 13
87 MB 03	90%	Illite 10%	-	0,16	0,37	-	Orthoclase Orth. 42/ill. 30
87 MB 11	70%	Illite 30%	-	0,15	0,33	-	Orthoclase Orth. 51/ill. 15
87 MB 14	90%	Illite 10%	-	0,20	0,40	-	Orthoclase Orth. 44/ill. 20
87 MB 15	90%	Illite 10%	-	n.det.	n.det.	-	Orthoclase Orth. 44/ill. 14

Tableau 27 - Données analytiques potassium - argon des fractions argileuses < 2µm - Poços de Caldas (MG)

Localisation	Echantillons	K ₂ O %	⁴⁰ Ar rad %	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	TiO ₂ %	t (Ma ± 1 σ)	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar (x 10 ³)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
Poços de Caldas Etat de Minas Gerais	87 MB 31 A	5,07	41,0	14,58	n.det.	87,0 ± 3,2	39,6	500,7
	87 MB 01 A	5,95	52,4	13,73	n.det.	70,1 ± 1,8	78,2	620,7
	87 MB 04 A	10,83	77,6	24,12	0,51	67,7 ± 1,7	255,2	1319,0
	87 MB 05 A	8,24	50,4	19,48	n.det.	71,8 ± 1,9	70,5	595,5
	87 MB 06 A	8,46	49,8	19,19	0,39	69,0 ± 1,9	71,8	588,7
	87 MB 12 A	6,17	48,7	14,84	n.det.	73,0 ± 2,4	64,7	575,9
	87 MB 13 A	9,67	61,1	22,87	0,34	71,8 ± 2,1	109,2	760,6

Tableau 28 - Données isotopiques Rb/Sr des fractions argileuses < 2 μ m - Poços de Caldas (MG)

Numéro Echantillons	Rb ppm	Sr primaire ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erreur en 10^{-5}	Nombre spectres
87 MB 01 A	153	615,5	0,720	0,70609	5	117
87 MB 02 A	132	358,8	1,068	0,70665	3	115
87 MB 03 A	140	78,5	5,16	0,71140	3	117
87 MB 04 A	278	265,7	3,03	0,70899	7	99
87 MB 05 A	240	1438	0,483	0,70582	3	117
87 MB 06 A	247	324,1	2,207	0,70768	2	112

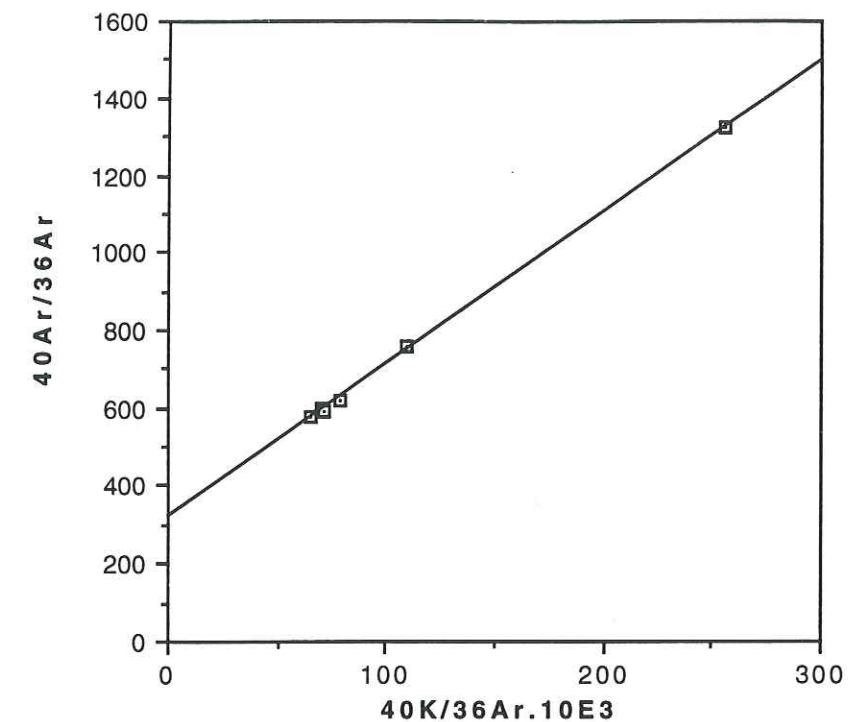
INTERPRETATION ET DISCUSSION

MINERALOGIE ET DATATIONS K/Ar

La minéralogie des argiles est constituée de kaolinite avec une petite partie d'illite. Toutefois, toutes les fractions analysées comportent une forte proportion de feldspath potassique qui explique les teneurs élevées en potassium. Le mélange daté est pour l'essentiel constitué de feldspath potassique.

Tous les âges conventionnels des échantillons de Poços de Caldas sont identiques, aux erreurs de mesure près, ce qui justifie la présentation des résultats sous la forme d'un diagramme isotopique.

Le diagramme isotopique (fig. 34) $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ montre un très bon alignement des points. Le calcul des caractéristiques de la droite isotopique obtenue fournit les indications suivantes: $t = 67,5 \pm 2,7 \text{ Ma}$ ($\pm 1\sigma$), $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 312 \pm 13$ ($\pm 1\sigma$), MSWD = 0,72. La valeur inférieure à 1 du MSWD confirme que la dispersion des points est bien d'origine analytique seulement (Williamson, 1968). La valeur de l'ordonnée à l'origine $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0$, soit 312 ± 13 ($\pm 1\sigma$), encadre le rapport $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})$ de l'argon atmosphérique, soit 295,5 si l'on considère l'erreur en 2σ . Le diagramme isotopique $^{40}\text{Ar rad} = f(\text{K}_2\text{O})$ montre également un alignement passant près de l'origine (fig. 35). La condition émise par Shafiqullah (1974) est donc respectée. Ceci signifie que les fractions analysées sont redevenues des systèmes clos à la même date et sans excès d'argon. L'âge de 67,5 Ma correspond au Maestrichtien.



Sondage 91 WC 11

Fig. 34 - Echantillons d'argiles de la mine d'uranium de Poços de Caldas (MG)
Diagramme isotopique selon Roddick et Farrar (1971)
 $t = 67,5 \pm 2,7 \text{ Ma}$ (1σ)
 $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 312 \pm 13$ (1σ)
MSWD = 0,72

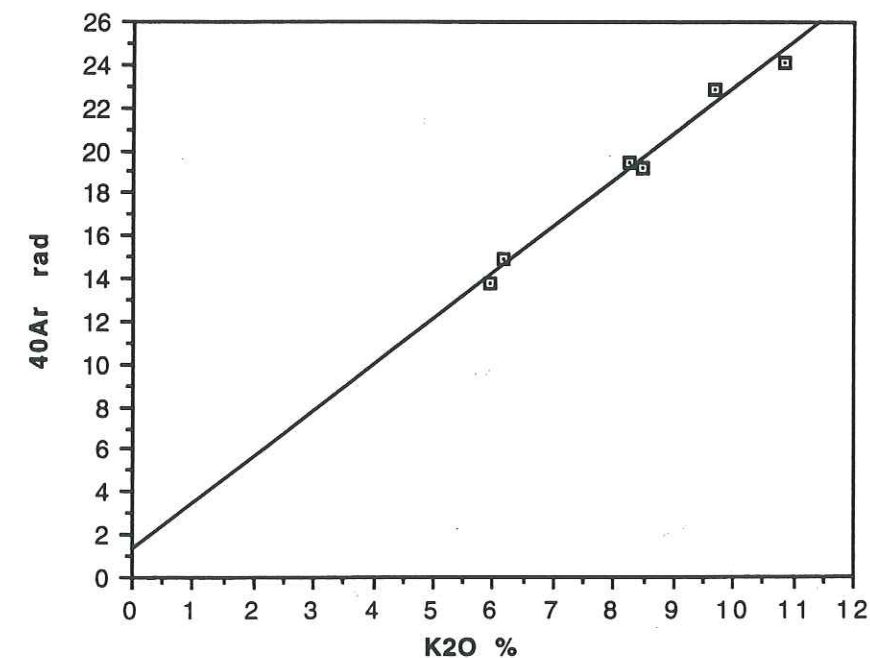


Fig. 35 - Echantillons d'argiles de la mine d'uranium de Poços de Caldas
Diagramme isotopique selon Harper (1970).

DATATIONS Rb/Sr

Les échantillons du sondage 91 WC 11 ont été également analysés par la méthode Rb/Sr. L'ensemble des points définit une droite isotopique dont les caractéristiques sont les suivantes: $t = 83,9 \pm 3,7$ (1 σ); $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7053 \pm 0,0002$ (1 σ); MSWD = 0,46 (fig. 36). Kawashita et al (1984) ont déterminé l'âge Rb/Sr de trois échantillons de l'anneau nord du Massif de Poços de Caldas: il ont trouvé des âges compris entre 89 et 85 Ma avec des ordonnées à l'origine comprises entre 0,7044 et 0,7052, sur des syénites néphéliniques. Le résultat obtenu dans le présent travail est tout à fait semblable.

L'âge de 84 Ma est identique aux erreurs de mesure près à l'âge reporté par Fraenkel et al (1985), soit 87 Ma. Cet âge doit donc correspondre au début de la mise en place du Massif de Poços de Caldas. Il n'y a rien de surprenant à cela puisque le matériel utilisé est essentiellement constitué de feldspath, lequel n'est pas extrêmement sensible à la mobilité isotopique du strontium. Cette mobilité est encore réduite à cause des teneurs très élevées en strontium primaire et aux faibles valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des feldspaths.

Au contraire les datations K/Ar conventionnelles et l'ajustement par isochrone confirment un mécanisme déjà bien connu pour les argiles: la datation K/Ar est toujours le témoin de l'épisode thermique le plus récent: ici l'altération hydrothermale.

Cependant l'échantillon collecté dans la carrière donne un âge K/Ar de 87 Ma. Cet âge est identique à l'âge Rb/Sr et aux âges K/Ar les plus anciens en roche totale (Amaral et al, 1967). Dans ces conditions on peut proposer une autre interprétation. L'âge de 87 Ma peut aussi être celui de l'altération hydrothermale minéralisante. L'âge de 67,5 Ma devrait alors être considéré comme celui de l'intempérisation.

L'âge de ce mécanisme se justifie aussi puisque le massif alcalin de Poços de Caldas fait partie du cortège alcalin péri sud atlantique d'âge jurassique à cénozoïque. Comme l'âge des roches alcalines dans la région est compris entre 63 et 87 Ma (Amaral et al, 1967), l'âge de 67,5 Ma pour l'altération hydrothermale est tout à fait plausible.

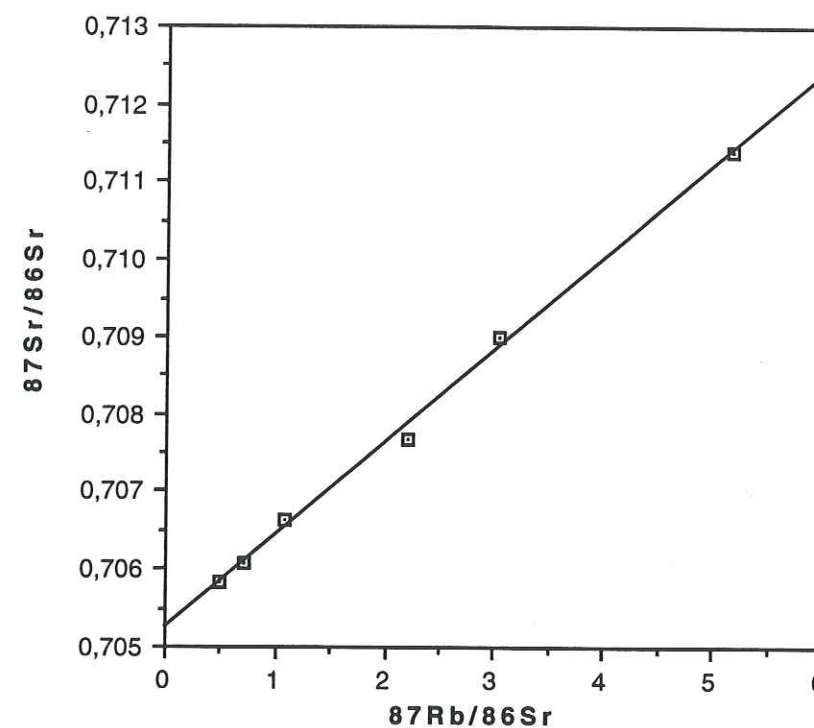


Fig. 36 - Échantillons d'argiles de la mine d'uranium de Poços de Caldas (MG).
Diagramme isotopique Rb/Sr
Erreurs: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 1\%$ / $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 0,0002$
 $t = 83,9 \pm 3,7$ Ma (1 σ)
 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7053 \pm 0,0002$ (1 σ) / MSWD = 0,46

1.5 - TANGUÁ (R.J.)

INTRODUCTION - CADRE GEOLOGIQUE

Les mines de Tanguá sont situées dans la partie sud-est du Bassin de Guanabara. Ferrari (1990) décrit ce bassin comme un rift orienté N 50 E et bordé au nord et au sud par des failles recoupant l'ensemble du socle et accompagnées de schistosité et de mylonitisation. Ce rift est du type hemigraben. Il est compartimenté transversalement par des failles NNE. Le magmatisme alcalin est récurrent et coupe les sédiments calcaires du bassin paléocène de Itaboraí, dont l'épaisseur a pu atteindre 4 Km.

Coelho (1987) précise les conditions de la mise en place du gisement de fluorine de Tanguá. Selon lui, les minéralisations filoniennes à fluorite du district de Tanguá sont associées au domaine du complexe alcalin de Tanguá, situé sur la bordure sud de la Serra dos Garcias, (commune d'Itaboraí, District de Tanguá, Etat do Rio de Janeiro, environ 60 Km à l'ENE de la ville de Rio de Janeiro et à 2 Km de la ville de Tanguá). On accède à la mine à partir de la ville de Tanguá par un chemin de terre jusqu' aux installations de la compagnie Sartor. La compagnie Emitang se situe à 2 Km de la compagnie Sartor.

Les corps plutoniques néphéliniques (massif de Tanguá) sont intrusifs dans les gneiss à biotite du socle. La mise en place du massif de Tanguá a été accompagnée et suivie par l'intrusion de dykes et sills de nature trachytique et phonolitique (fig.37). Toutes ces intrusions sont d'âge crétacé (73 à 65 Ma; dont 67 Ma pour la syénite de Tanguá elle même (Amaral et al, 1967).

Les filons à fluorite recoupent les gneiss, le corps syénitique et les dykes, et montrent une direction préférentielle NE à ENE. Cette direction montre qu'ils ont été ouverts ou réactivés durant le processus d'ouverture de l'Océan Atlantique Sud.

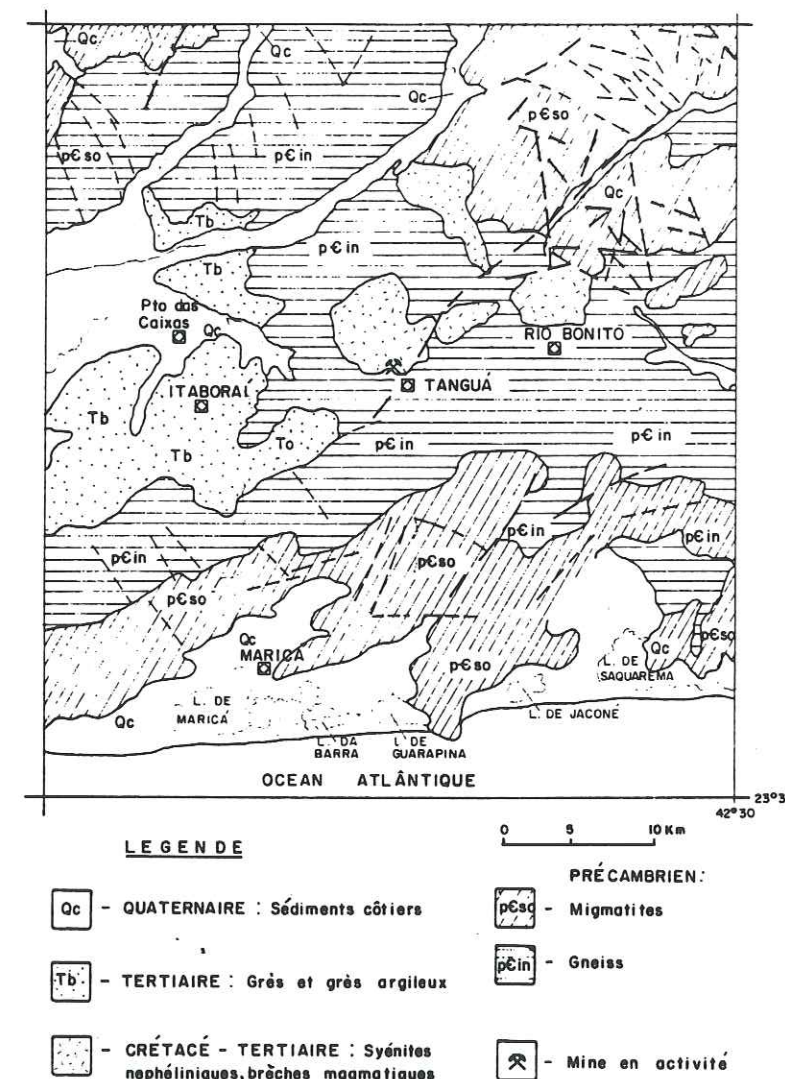


Fig. 37 - Carte de localisation du gisement de fluorite de Tanguá, Rio de Janeiro, sur fond géologique régional (d'après Dardenne et Touray, 1988)

L'évolution structurale du gisement peut être subdivisée en, au moins, trois étapes, avec la formation de failles et fractures pré-, syn- et post-minéralisations. 1- Les failles et fractures *pré-minéralisation* correspondent à la réactivation des anciennes zones de cisaillement N 50 E par des mouvements de tension, accompagnés par la mise en place du corps syénitique et par les injections de dykes et sills. 2- Les failles et fractures *syn-minéralisation* correspondent aussi à la réactivation des structures N 50 E. Elles recoupent toutes les lithologies présentes dans la région étudiée et se sont formées par deux mécanismes distincts et superposés à des époques différentes.

On distingue : a) des failles en décrochement et b) de failles en extension, les deux résultant du jeu extensif. Ces mécanismes sont responsables des différentes textures observées dans les filons à fluorite, en particulier la bréchification et le rubannement. 3- Les failles et fractures *post-minéralisations* comprennent essentiellement les failles normales et inverses qui ont découpé les filons en blocs.

L'étude des inclusions fluides a montré une tendance bien définie de refroidissement de solutions hydrothermales par des températures d'homogénéisation autour de 155°C, 130°C et 105°C (Coelho, 1987), qui caractérisent des solutions de basses températures. La salinité montre des valeurs toujours inférieures à 2,5% équivalent NaCl.

En conséquence des études réalisées, il est possible de proposer que les filons de fluorite se soient formés en liaison avec l'altération des roches encaissantes par des solutions superficielles météoriques infiltrées à travers des failles et fractures. Ces solutions, après réchauffement en profondeur, provoquent la lixiviation de la silice, du fluor et du calcium, puis transportent ces éléments au cours de leur mouvement ascendant. La fluorite et la calcédoine précipitent près de la surface grâce à la baisse de température et de pression, et peut-être au mélange avec les eaux froides et diluées de la surface.

MATERIEL UTILISE

Les échantillons de la compagnie Sartor ont été récoltés dans le puits 1, lentille minéralisée nord-est du filon II dans le bloc 6 au niveau 63 et au niveau 80.

Le filon est bréchifié et constitué de fluorite, calcédoine, argiles, pyrite et carbonate. Les roches encaissantes de la lentille minéralisée nord-est sont formées de trachytes silicifiés. Quatre

types de fluorite ont été identifiés et les inclusions fluides montrent des températures d'homogénéisation de 140 à 170°C, avec un pH probable compris entre 5,82 et 7,75 (Coelho et al, 1990).

L'échantillonnage a été effectué dans la bande minéralisée le long de la bande cataclastique connue comme Est.I, avec l'orientation générale N 50 E/80 SE.

Les échantillons de la société Emitang ont été récoltés dans la galerie 2 à environ 5 mètres de profondeur et l'échantillon 88PPC - 1KF à été fourni par Mr PRESSINOTI de l'Institut de la recherche technologique (IPT) de São Paulo. Cet échantillon est un mélange de quartz et adulaire.

RESULTATS

L'ensemble des données minéralogiques et isotopiques K/Ar sont présentées dans les tableaux numéros 29 à 31

Tableau 29 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm Tanguá (RJ)

Echantillons	Kaol. %	I/S 90% > I > 10% %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datés
88 PPC 1 KF	-	-	-	-	-	Q. * * * * *	Adulaire KF * * *
89 RPSK 07 A	45%	I/S traces	Smectite 55%	n.det.	n.det.	-	-

Tableau 30 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés - Tanguá (RJ)

Echantillons	Kaol. %	I/S 90% > I > 10% %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datables
89 RPSK 01	80%	(I/S 80% illite, R=1) 20%	-	n.det.	n.det.	-	-
89 RPSK 02	100%	I/S ? traces	-	n.det.	n.det.	Quartz - traces Goethite *	-
89 RPSK 06	100%	I/S ? traces	-	n.det.	det.	-	-
89 RPSK 08	* * *	I/S ? *	-	-	-	-	-

Tableau 31 - Données analytiques potassium - argon des fractions argileuses < 2 μ m Tanguá (RJ)

Localisation	Echantillons	K ₂ O %	⁴⁰ Ar rad %	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	TiO ₂ %	t (Ma \pm 1 σ)	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar (x 10 ³)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
Tanguá - Etat do Rio de Janeiro	88 PPC 1 KF	7,12	87,5	11,82	-	50,7 \pm 1,2	694,6	2372,3
	89 RPSK 0 7 A	0,26	n.det. (40/36 << à 300 donc non radiogénique)	-	-	n.det.	-	-

INTERPRETATION ET DISCUSSION

Aucune des argiles n'a pu être datée. Les échantillons RPSK 01, 02, 06 et 08 contiennent de 80% à 100% de kaolinite, et ont donc été rejetés à cause des risques d'intempérisation. Le seul échantillon retenu: RPSK 07 s'est révélé très pauvre en K₂O: 0,26% et en argon radiogénique: ⁴⁰Ar/³⁶Ar inférieur à 300.

L'unique échantillon datable est un mélange de quartz et d'adulaire. Son âge est de 50,7 \pm 1,2 Ma.

Avant toute discussion il faut remarquer que ce résultat est unique et par conséquent très sujet à caution. Cette réserve étant faite, l'âge mesuré sur cet adulaire est significativement plus jeune que celui de la syénite encaissante: 67 Ma (Amaral et al, 1967). Dans la mesure où: 1- Le feldspath potassique analysé est bien un adulaire lié à la minéralisation, et 2- où d'autres datations n'infirmieraient pas le résultat obtenu, la différence d'âge entre la syénite et la minéralisation ne permet pas de confirmer le mécanisme minéralisateur proposé par Coelho (1987). Au contraire en 16 Ma, il est évident que la syénite s'est refroidie. Le mécanisme minéralisateur ne peut être dû qu'à un processus nouveau et différent.

Cependant Coelho (1987) montre que les failles minéralisées recoupent toutes les formations, y compris la syénite elle même. Il faudrait donc admettre que la réactivation minéralisante, comme le dit Coelho (1987), est liée à la tectonique extensive Sud Atlantique.

Cependant, Ferrari (1990) rapporte des datations des dykes de 137 et 129 Ma (Cordani et Teixeira, 1979), ce qui correspond exactement à l'âge du magmatisme basaltique du bassin du Paraná. Ces dykes sont situés sous la couverture paléocène. Ensuite les roches alcalines sont datées

de 72 à 66 Ma. Mais, à Itaúna, les âges sont compris entre 68 et 50 Ma, ce qui signifie que le chronomètre roche totale alcaline a pu subir des ouvertures isotopiques plus récentes que la mise en place. Comme l'âge trouvé à Tanguá est aussi de 50,7 Ma, qu'il est obtenu sur une fraction d'adulaire, que ce résultat est unique, et que le feldspath potassique est spécialement sensible à toute élévation de température, il y a lieu de nuancer l'interprétation de l'âge. Au lieu d'attribuer cette date au seul processus minéralisateur on peut aussi l'interpréter comme le simple effet d'une élévation de température. Mais élévation de température et minéralisation peuvent aussi être reliées entre elles, ce qui ramène à la première interprétation, c'est à dire, à la liaison minéralisation-ouverture tectonique, à 51 Ma.

1.6 - ITATAIA (CE)

INTRODUCTION

Le gisement d'uranium de Itataia est situé à 170 Km au Sud-Ouest de Fortaleza, Etat du Ceará. Il est délimité par les coordonnées géographiques 04° 31' 40" - 04° 36' 08"S et 39° 43' 25" - 39° 54' 05"W.

GEOLOGIE REGIONALE ET METALLOGENESE (Mendonça et al, 1985)

Les principales roches de la région qui entourent le gisement de Itataia sont des paragneiss et de grandes lentilles de carbonates métamorphiques. Les gneiss et les carbonates sont recoupés par plusieurs apophyses granitiques et pegmatitiques.

Le gisement de Itataia constitue un des rares exemples au monde, dans des zones précambriennes, où l'uranium est non seulement associé au phosphate mais aussi au zircon et à la matière organique. Deux types de minerai ont été observés: l'un avec des masses uniformes de collophane, l'autre dans des veinules et des stockworks à collophane dans les marbres, les gneiss et les épisyérites. L'uranium apparaît aussi dans l'hydroxy-apatite cryptocristalline.

Le mécanisme d'épisyénitisation (Angeiras et al, 1978, et Martin, 1981) s'est effectué à l'aide de solutions neutres ou légèrement alcalines. Ces solutions ne peuvent pas dissoudre les marbres et dans ce cas le dépôt du phosphate sous la forme d'apatite ou de collophane uranifère se ferait seulement dans les vacuoles et les fractures en imprégnation ou en stockwork. Donc la formation de grandes masses de collophanite massive serait due à la concentration supergène par les eaux superficielles. Ceci est confirmé par l'étude des inclusions fluides formées à des températures inférieures à 50°C et à la pression atmosphérique.

MATERIEL UTILISE

Les douze échantillons de subsurface ont été fournis par Mr José Reginaldo L.V. Leal de la compagnie Nuclebrás à Fortaleza. Les huit échantillons qui ont été retenus et préparés sont les suivants: 1- épisyénite pegmatoïde argilisée stérile, 2- épisyénite argilisée stérile dans la zone minéralisée à collophanite, 6 et 8- épisyénite argilisée minéralisée dans la zone de collophanite massive, 7- argile remplissant une faille de chevauchement qui coupe le stockwork de collophanite dans le marbre, 9- marbre imprégné par la collophanite, très altéré, 10- brèche carbonée et 11- brèche carbonée avec de la calcite.

Les quatre autres contiennent soit de la goethite, soit de la kaolinite, indices d'intempérisation, soit du quartz inutilisable pour la datation.

RESULTATS

Les données sont présentées dans les tableaux 32 à 34.

Parmi les échantillons datés cinq montrent des âges voisins de 300 Ma. Leurs points représentatifs ont été reportés sur un diagramme isotopique. Ils permettent de définir une droite dont les caractéristiques sont les suivantes: $t = 292 \pm 8$ Ma (1 σ); $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 299 \pm 4$ (1 σ) et MSWD = 4,72 (fig. 38). Toutefois, ce résultat n'est pas entièrement convaincant car les points sont groupés de façon que la droite semble ne relier que deux points. L'examen minéralogique de ces cinq échantillons montre qu'ils sont très semblables. Ils sont constitués de 0 à 30% d'illite plus un

interstratifié I/S de type R₃, de 65 à 90% de smectite plus un interstratifié I/S de type R₀, et de 5 à 10% de kaolinite. Cette homogénéité minéralogique justifie leur regroupement isotopique, donc le calcul de l'isochrone.

Les trois autres échantillons présentent des âges soit plus élevés: 88 AM 07 A et 88 AM 08 A, soit plus jeune: 88 AM 10 A. Les deux échantillons les plus âgés contiennent soit de l'illite alumineuse soit un interstratifié I/S de type R₁. Ces caractères conduisent à penser qu'il s'agit de micas du socle partiellement altérés. L'échantillon le plus jeune contient de la sidérite, ce qui peut être considéré de manière non définitive comme un indice d'intempérisation.

Tableau 32 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 μm - Itataia (CE)

Echantillons	Kaol. %	Illite \pm I/S > 90% I, R=3 %	I/S 90% > I > 10% %	Sm. \pm I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés
88 AM 01 A	5 %	Illite \pm I/S R=3 30%	-	(I/S < 10% illite, R=0) 65%	0,31	0,40	Plag. *
88 AM 02 A	10%	Illite - traces	-	(I/S < 10% illite, R=0) 90%	-	-	Calcite * *
88 AM 06 A	10%	Illite - traces	-	Smectite 90%	-	-	-
88 AM 07 A	15%	Illite 5%	(I/S 80% illite, R=1) 5%	Smectite 75%	-	-	Q. traces
88 AM 08 A	10%	Illite Allumineuse 15%	-	Smectite 75%	0,19	0,74	Plag. * *
88 AM 09 A	10%	Illite - traces	-	Smectite 90%	-	-	Q. traces
88 Am 10 A	traces	Illite < traces	-	Smectite 100%	-	-	Sidérite *
88 AM 11 A	10%	Illite - traces	-	Smectite 90%	-	-	Plag. traces

Tableau 33 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés - Itataia (CE)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Min. access. non datés
88 AM 03 A	-	-	Smectite 100%	Quartz * * * Goethite * * *
88 AM 04 A	100%	-	-	Quartz * *
88 AM 05 A	85%	Illite - traces	Smectite 15%	-
88 AM 12 A	90%	Illite - traces	(I/S < 10% illite, R=0) 10%	Hidro. Apatite * * *

Tableau 34 - Données analytiques potassium - argon des fractions argileuses < 2 µm - Itataia (CE)

Localisation	Echantillons	K ₂ O %	⁴⁰ Ar rad %	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	TiO ₂ %	t (Ma ± 1 σ)	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar (x 10 ³)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
Itataia - Etat du Ceará	88 AM 01 A	1,511	71,1	15,18	n.det.	287 ± 8	40,3	1024,2
	88 AM 02 A	0,253	28,6	2,60	n.det.	293 ± 26	6,39	413,7
	88 AM 06 A	0,295	24,7	3,46	n.det.	331 ± 22	4,59	392,4
	88 AM 07 A	1,67	81,8	29,0	n.det.	470 ± 11	42,6	1626,0
	88 AM 08 A	0,908	77,8	22,52	n.det.	640 ± 15	23,20	1331,8
	88 AM 09 A	0,610	71,3	6,50	n.det.	303 ± 10	38,2	1028,8
	88 AM 10 A	0,592	30,6	3,23	n.det.	161,6 ± 16,1	13,3	425,7
	88 AM 11 A	0,349	28,2	3,31	n.det.	273 ± 19	6,80	411,9

INTERPRETATION ET DISCUSSION

L'âge de 292 ± 8 Ma n'est pas connu dans la région. En effet, le gisement d'uranium de Itataia est situé dans des formations métamorphiques et migmatitiques du cycle Brasiliano c'est à dire dans des roches d'âge Protérozoïque Supérieur métamorphisées et granitisées entre 850 Ma et 500 Ma (Brito Neves, 1990). D'autre part les premières manifestations ignées suivantes correspondent aux dykes de diabase mis en place vers 200 Ma (Sial et al, 1976, Thomaz Filho et al, 1974 et Teixeira, 1978), et de coulées volcaniques dans le Bassin de Parnaíba à la base du Jurassique, soit aussi vers 200 Ma (Góes et al, 1990).

Mendonça et al (1985), montrent bien la relation génétique existant entre la minéralisation uranifère et l'albitisation. Dans ces conditions la date de 292 Ma peut être considérée en première approximation comme celle de la minéralisation. Mais cette date soulève un problème: l'absence de manifestations magmatiques semble laisser cet épisode minéralisant sans support thermique. Enfin

Mendonça et al (1985) n'abordent pas la question de l'âge de cette minéralisation. Cependant, ils rappellent l'idée de Yermolayev (1973), lequel attribue l'épisyénitisation à la fin des intrusions granitiques, d'âge Brasiliano dans le cas de Itataia, ce qui est en contradiction avec le présent résultat. Bonhomme et al (1987) ont montré qu'un long intervalle de temps peut s'écouler entre les dernières manifestations d'un orogène et les épisyénitisations minéralisantes en uranium.

Leroy et Cathelineau (1982) distinguent deux types d'évolutions des micas liés à l'épisyénitisation: les uns tendent à s'équilibrer chimiquement, les autres non. Dans le cas de Itataia les argiles analysées et datées correspondent toutes au deuxième type c'est à dire qu'elles ne sont pas équilibrées. Leurs teneurs en titane confirment ce classement (Leroy et Cathelineau, 1982; fig. 39). Donc le seul support géochronologique de la datation de Itataia est celui obtenu à l'aide des argiles et des plagioclases de l'épisyénite. La conséquence finale de ce raisonnement est que l'âge du dépôt de l'uranium à Itataia est de 292 ± 8 Ma.

Une dernière réserve doit cependant être émise: Mendonça et al (1985) montrent que la minéralisation est remobilisée dans les conditions de l'intempérisation car les températures d'homogénéisation sont de l'ordre de 50°C au maximum. Mais une telle température est insuffisante pour remettre à zéro les chronomètres argile et plagioclase. Donc, si mobilité secondaire de l'uranium il y a, elle ne se marque pas sur la datation. Dans ces conditions la possibilité de cette mobilité secondaire n'est pas exclue par la datation à 292 Ma, et le dépôt de l'uranium peut donc être plus jeune que cette date.

A propos du contexte géochronologique, il faut se souvenir de la liaison de l'Afrique et de l'Amérique du Sud à cette époque. Or, divers auteurs parmi lesquels Karche et Vachette (1976), Bonhomme et Pacquet (1977), Bowden et Karche (1979) et Lameyre et al (1984) ont montré l'existence d'un magmatisme anorogénique d'âge Dévonien à Carbonifère le long d'un axe Nord-Sud en Afrique Occidentale. D'autre part, les grands gisements d'uranium sédimentaire du Niger ont un âge d'environ 300 Ma (Carbonifère supérieur), Pacquet (1968). Ces données peuvent être comparées au résultat obtenu à Itataia.

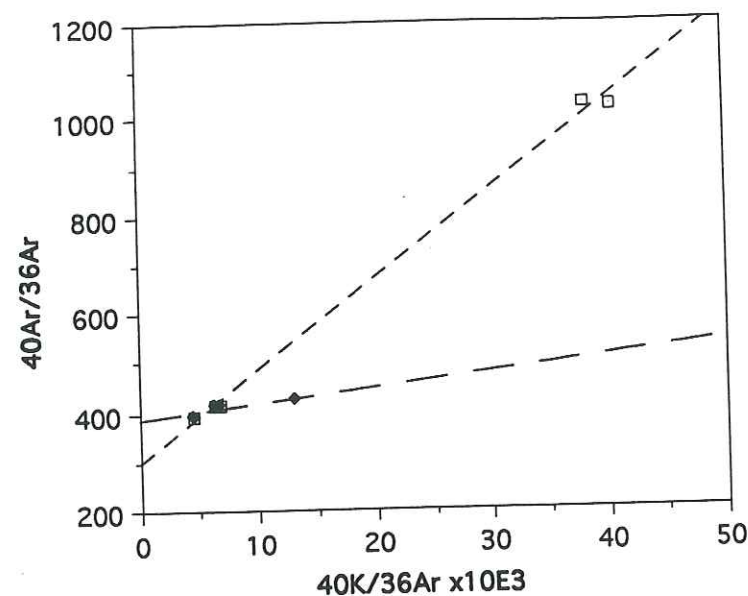


Fig. 38 - Echantillons d'argiles de la mine d'uranium de Itataia (CE).
Diagramme isotopique selon Roddick et Farrar (1971).
 $t = 292 \pm 8 \text{ Ma } (1\sigma)$
 $(40\text{Ar}/36\text{Ar})_0 = 299 \pm 4 (1\sigma)$
MSWD = 4,72

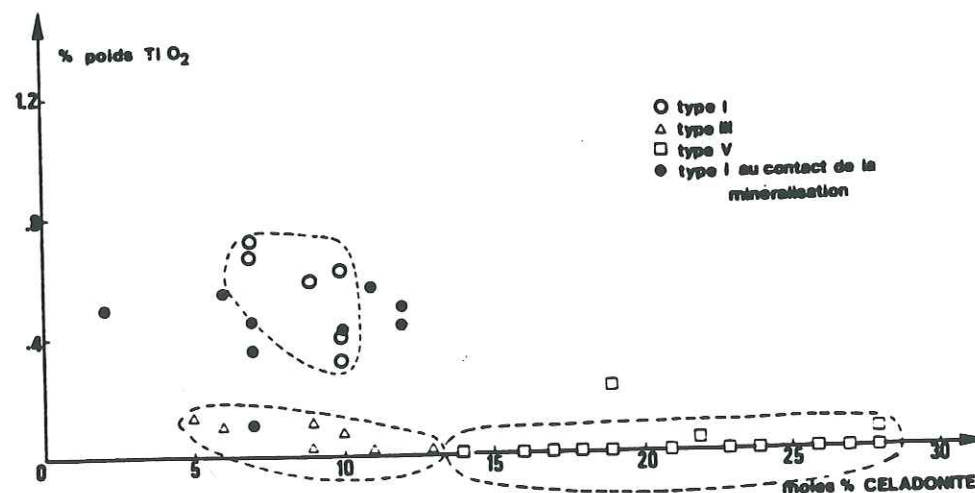


Fig. 39 - Teneurs en TiO_2 des différentes générations de micas (les points noirs correspondent aux micas de type I au contact de la minéralisation) (d'après Leroy et Cathelineau, 1982)

1.7 - SÃO JOSÉ DE ESPINHARAS (PB)

INTRODUCTION ET CADRE GEOLOGIQUE

Le prospect Espinharas est situé dans le nord-est du Brésil, dans l'Etat du Paraíba (Dos Santos et Anacleto, 1985; Porto da Silveira et al, 1991).

Le cadre géologique régional consiste en: 1- des gneiss polymétamorphiques Archéens à Protérozoïques du Groupe Caico; 2- des roches supracrustales du Protérozoïque inférieur et moyen du Groupe Serido, métamorphisées dans les faciès greenschist supérieur et amphibolite; et 3- différentes générations de granites intrusifs d'âge Précambrien Supérieur.

GEOLOGIE REGIONALE, PETROGRAPHIE ET METALLOGENIE

La géologie comporte essentiellement des orthogneiss leucocrates et des paragneiss mésocrates à biotite et amphibole. Ces gneiss sont recoupés par des dykes de microgranite leucocrate d'extension très variable et sous la forme de petits corps intrusifs.

Ces trois types de roches ont été affectés à des degrés différents par l'albitisation et l'épisyénitisation: c'est à dire par la dissolution du quartz par des fluides postmagmatiques. Cette albitisation s'accompagne de la minéralisation en uranium selon une zone orientée NE affleurant sur plus de 1,5 Km et plongeant d'environ 40 à 50° vers le NW. La figure 40 représente un modèle de contrôle de la minéralisation.

L'extension et la forme de la zone altérée et l'occurrence de la minéralisation uranifère dépendent de la composition des roches primaires et de la foliation régionale. L'albitisation et l'épisyénitisation sont les plus développées dans les microgranites avec quelques centaines de ppm d'uranium. Les gneiss à biotite et amphibole altérés contiennent jusqu'à 1500 ppm d'uranium. L'altération des gneiss granitiques leucocrates montre la teneur la plus élevée en uranium: 3 à 4,5%. L'uranium se présente essentiellement sous la forme de coffinite, associée à des argiles.

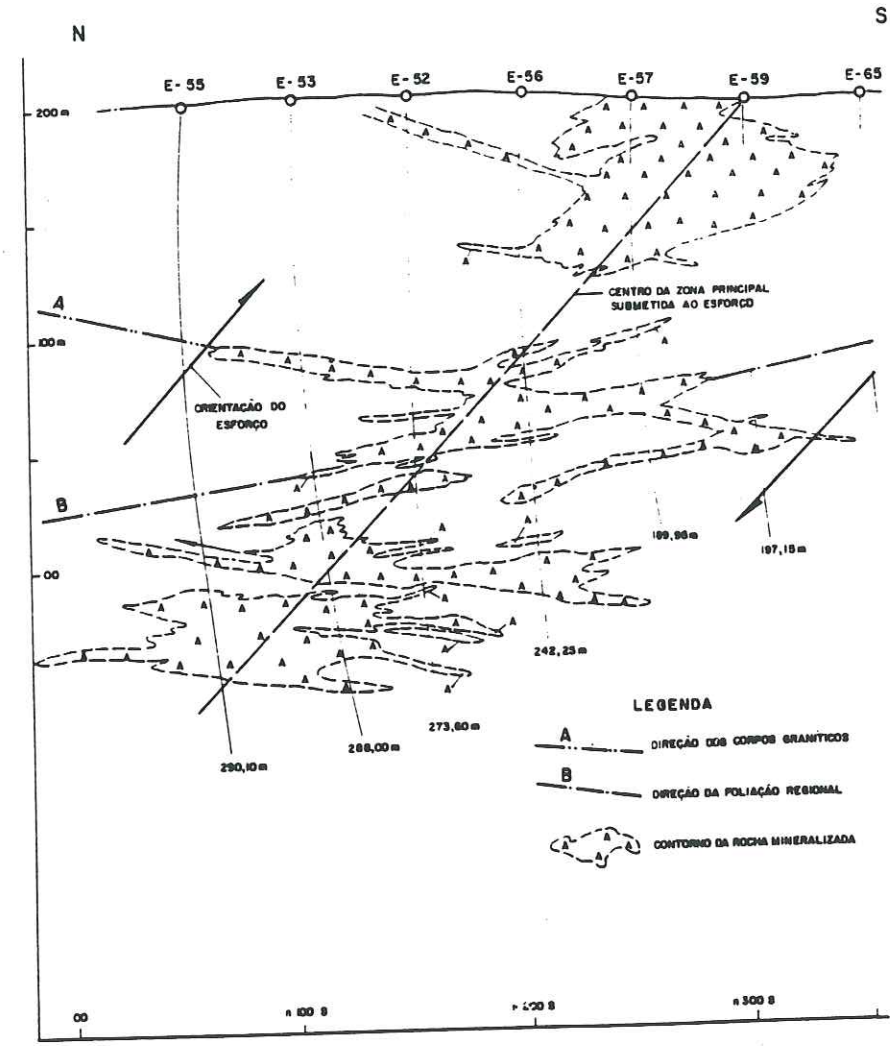


Fig. 40 - Gisement d'Espinharas - Modèle de contrôle de la minéralisation (d'après Dos Santos et Anacleto, 1985)

Le tableau 35 montre la succession des épisodes paragénetiques de la minéralisation de Espinharas. Dans ce tableau Porto da Silveira et al (1991) montrent que le dépôt de la coffinite se situe entre l'albitisation des feldspaths primaires et la précipitation de l'albite secondaire.

Tableau 35 - Principaux mécanismes métasomatiques et minéralisateurs et leurs relations dans le temps (d'après Porto da Silveira et al., 1991).

Mécanismes métasomatiques et minéralisateurs		
	Relations dans le temps	
	précoces	tardives
Dissolution complète du quartz	X XXXXX X	
Dissolution de l'ilménite et de la magnétite-Ti	X XX	
Chloritisation de la biotite	X XXXX X X	
Albitisation du plagioclase	X XXXXXX X	
Albitisation du microcline ¹⁾	X XXXXXX X	
Riebeckitisation de l'amphibole ²⁾	X XXXXXX X	
Hématitisation	X XXXXXX X	
Précipitation de la coffinite		1 2 X XXXX XXX
Pyritisation		X XXXXXXX X
Précipitation d'albite secondaire		X XXX X
Précipitation de chlorite		X XXXXX X
Précipitation de minéraux secondaires à Ti-O-Si avec U, Th, Nb, Y etc.		X XXXXX X
Précipitation d'apatite		X XX X
Précipitation de la première génération de carbonates à inclusions de xénotime		XX XXXX X
Quartzifications localisées tardives ³⁾		X XXX X
Précipitation de la seconde génération des carbonates		X XX

- 1) seulement dans les microgranites et les gneiss granitiques
2) seulement dans les gneiss mésocrates à biotite et amphibole
3) seulement dans les roches très minéralisées (avec U > 2000 ppm).

C'est pourquoi l'échantillonnage a porté sur les albites de l'épisyénitisation et sur les argiles associées. J'ai pu bénéficier pour ce faire des carottes des sondages de recherche.

Tableau 36 - Prélèvements des échantillons récoltés sur le prospect de São José de Espinharas.

Sondages	Echantillons	Profondeurs (mètres)
ABH 06	89 ABH 06 A	189,09 - 201,25 m
EBH 16	89 EBH 16 A	29,61 - 32,40 m
EBH 44	89 EBH 44 A	146,78 - 151,60 m
EBH 56	89 EBH 56 PL	162,00 - 175,00 m
EBH 57	89 EBH 57 PL	± 26,80 m
EBH 64 cx 05	89 EBH 64 PL	± 26,00 m
EBH 66	89 EBH 66 A	± 262,00 m
EBH 70	89 EBH 70 PL	19,00 m
EBH 71	89 EBH 71 A	n.det.
EBH 77	89 EBH 77 PL	< 126,00 m

RESULTATS

Ont été analysés trente trois échantillons dont six échantillons de plagioclase, un échantillon de laumontite fissurale et vingt six échantillons d'argiles. Sur des critères de pureté minéralogique seuls cinq plagioclases ont été retenus. La laumontite non potassique a été écartée. Cinq fractions argileuses ont été choisies, lorsqu'elles ne contenaient pas ou peu de plagioclase et en fonction des différences minéralogiques.

Les données minéralogiques des argiles, les données isotopiques et les résultats des datations sont présentés dans les tableaux numéros 37 à 39.

Tableau 37 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
São José de Espinharas (PB)

Echantillons	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	Sm. ± I/S < 10% I, R=0 %	Chlorite %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datables
89 ABH 06 A	Illite 45%	(I/S < 10% illite, R=0) 35%	20%	0,29	< 0,10	Q. traces	Albite *
89 EBH 16 A	Illite 40% (I/S > 90% illite, R=3) 5%	(I/S < 10% illite, R=0) 20%	Interstratifié (Chl + Chl/Sm) 35%	-	-	Hématite * Q. traces	Albite * * * * Orthoclase - traces
89 EBH 44 A	Illite 65%	(I/S < 10% illite, R=0) 10%	25%	0,42	0,21	Laumontite *	Albite * * Amphibole *
89 EBH 56 PL	-	-	-	-	-	-	Albite 100%
89 EBH 57 PL	-	-	-	-	-	-	Albite 100%
89 EBH 64 PL	-	-	-	-	-	-	Albite 100%
89 EBH 66 A	Illite + I/S ? 85%	Smectite 5%	Chl + Smectite 10%	n.det.	n.det. < 0,05	Quartz *	Albite * * * Amphibole * Orthoclase * * Microcline * *
89 EBH 70 PL	-	-	-	-	-	-	Albite 100 %
89 EBH 71 A	Illite 50 %	Smectite 30%	20%	0,23	0,35	Q. * *	Amphibole * KF * * * * Plag. * * * * *
89 EBH 77 PL	-	-	-	-	-	-	Albite 100 %

Tableau 38 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
des échantillons non datés - São José de Espinharas (PB)

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	Sm. ± I/S < 10 % I, R=0 %	Chlorite %	Ind.Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datables
89 EBH 16 cx 19 PL	-	-	-	-	-	-	-	Albite 100%
89 EBH 57 cx 06 A	-	Illite 15%	-	Interstratifié (Chl. + Chl/Sm.) 85 %	-	-	-	Plag. * * * * Amph. * * * *
89 EBH 64 cx 05 A	-	Illite 10%	-	Interstratifié (Chl. + Chl/Sm.) 90%	-	-	-	Albite * * * * Amph. *
89 EBH 70 cx 03 A	-	Illite 5%	(I/S < 10% illite, R=0) 50%	Interstratifié (Chl. + Chl/Sm.) 45%	-	-	-	Plag. * * * Amph. traces
89 EBH 73 cx 05 A	-	-	-	-	-	-	Laumontite 100% Q. tr.	KF. traces
89 EBH 77 cx 27 B A	-	Illite - traces	-	Chl/Sm. traces	-	-	-	Albite > 95%
89 CBI cx 22	*	Illite * *	-	* *	n.det.	n.det.	Quartz *	Amph. traces Plag. * * * *
89 EBH 09 cx 19 A	-	Illite *	Smectite * *	Interstratifié (Chl. + Chl/Sm.) * * *	-	-	Quartz *	Albite * Amph. traces
89 EBH 09 cx 19 B	-	Illite *	-	Interstr. (Chl. + Chl/Sm.) * *	-	-	-	Albite * * * Amph. ****
89 EBH 14 cx 71 A	-	Illite 20%	Smectite 15%	65%	n.det.	n.det.	Quartz *	Amph. * KF * * Plag***
89 EBH 19 cx 24 A	-	Illite - traces	Smectite *	Chl. + Sm. *	-	-	-	Albite *** KF ** Amph. **
89 EBH 19 cx 24 B	-	Illite - traces	-	Chl. + Sm. *	-	-	-	Albite *KF *** Amph. **
89 EBH 19 cx 27	-	Illite + I/S 35%	Smectite 20%	45%	n.det.	n.det.	-	Albite ***** Amph. traces
89 EBH 20 cx 25	K/Sm *	Illite *	-	-	-	-	-	Albite *** Amph. ***
89 EBH 21 cx 34	traces	Illite - traces	Smectite traces	-	-	-	Quartz * Calcite: tr.	Albite ***
89 EBH 42 c cx 27	-	Illite - traces	-	traces	-	-	Quartz ***	Albite **** KF ***
89 EBH 56 cx 36 AB	*	Illite *	-	**	-	-	-	Albite **** Amph. *
89 EBH 64 cx 14	-	Illite 10%	Smectite 45%	45%	n.det.	n.det.	-	Amph. * Plag. * * *
89 EBH 75 cx 13	-	Illite + I/S 10%	-	90%	-	-	-	Albite * * Amph. ****
89 EBH 77 cx 27 A	-	Illite 10%	Smectite 20%	70%	0,19	n.det.	-	Albite ***** Amph. traces
89 EBH 79 cx 12 A	*	Illite **	Smectite ***	Chl. + Sm. **	-	-	-	Albite ***** Amph. *
89 EBH 79 cx 12 B	-	Illite - traces	Smectite *	Chl. + Sm. traces	-	-	-	Albite ****
89 EBH 79 cx 12 C	-	Illite - traces	(I/S < 10% illite, R=0) *	-	-	-	-	Albite ****

Tableau 39 - Données analytiques potassium - argon des fractions argileuses < 2 μ m
São José de Espinharas (PB)

Localisation	Echantillons	K ₂ O %	⁴⁰ Ar rad %	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	TiO ₂ %	t (Ma \pm 1 σ)	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar (x 10 ³)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
São José de Espinharas - Etat du Paraíba	89 ABH 06 A	2,21	81,2	31,9	n.det.	400 \pm 9	48,9	1569,2
	89 EBH 16 A	2,71	79,1	34,7	n.det.	359 \pm 9	48,5	1415,1
	89 EBH 44 A	2,60	88,5	41,1	n.det.	433 \pm 10	80,3	2581,0
	89 EBH 56 PL	0,390	18,0	3,63	n.det.	268 \pm 17	3,86	360,3
	89 EBH 57 PL	0,649	56,2	4,73	n.det.	212,8 \pm 8,8	28,9	674,2
	89 EBH 64 PL	0,643	33,0	4,32	0,04	196,9 \pm 20,8	12,05	441,2
	89 EBH 66 A	3,60	93,3	92,4	n.det.	659 \pm 14	89,1	4415
	89 EBH 70 PL	0,177	28,4	3,41	n.det.	516 \pm 25	4,32	357,6
	89 EBH 71 A	3,37	89,2	44,6	n.det.	370 \pm 8	102,7	2742,2
	89 EBH 77 PL	0,204	12,9	1,591	n.det.	227 \pm 14	3,13	339,5

INTERPRETATION ET DISCUSSION

Tous les plagioclases ont un âge voisin de 200 Ma. Si on reporte les points représentatifs de ces échantillons dans un diagramme isotopique, on observe que les cinq points s'alignent sur une droite dont les caractéristiques sont les suivantes: $t = 200,6 \pm 6,5$ Ma ($\pm 1 \sigma$); $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 305 \pm 3$ ($\pm 1 \sigma$); MSWD = 4,6 (fig. 41).

Les échantillons d'argiles fournissent des âges apparents compris entre 659 Ma et 359 Ma. L'examen minéralogique de ces fractions fines montre que tous contiennent de l'amphibole, sauf 89 ABH 06 cx 68A. Ils contiennent tous du plagioclase en quantité variable. Enfin, trois d'entre eux contiennent soit des traces soit une quantité importante de microcline. Ces minéraux doivent être considérés comme l'héritage des roches du socle. Dans ces conditions les illites sont probablement aussi des micas du socle plus ou moins altérés soit par l'intempérisation, soit par l'altération hydrothermale. Ces mécanismes expliquent la dispersion des résultats entre 659 Ma, âge des micas du socle et 200 Ma environ c'est à dire l'âge des albites liées à la minéralisation.

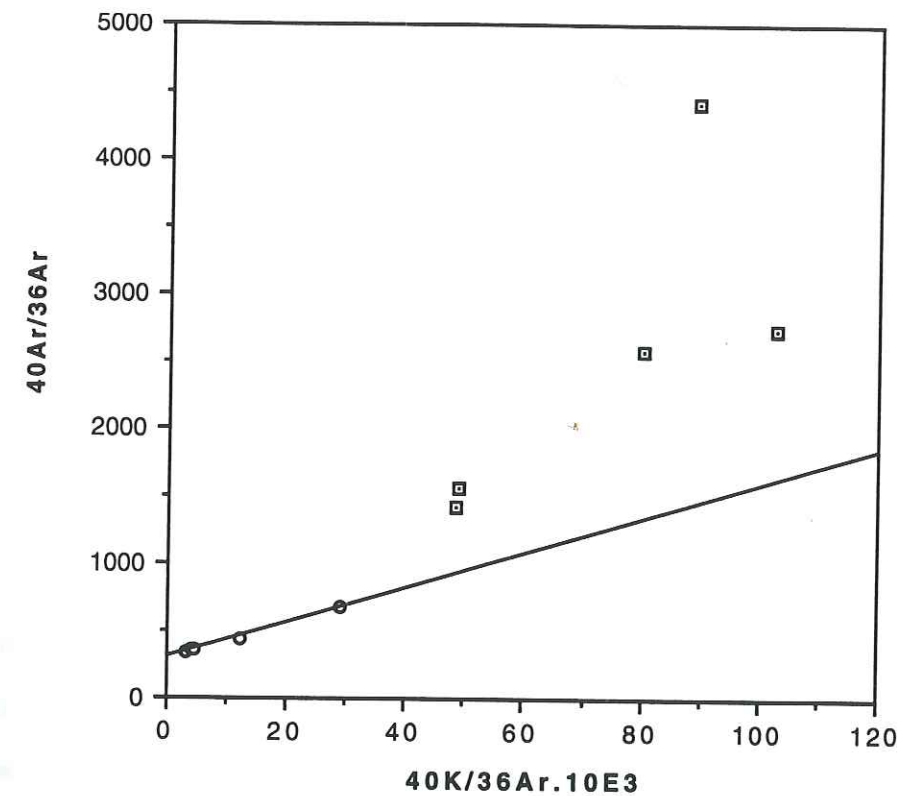


Fig. 41 - Mine d'uranium d'Espinharas
Diagramme isotopique Roddick et Farrar (1971).
carrés: argiles / ronds: albites
 $t = 200,6 \pm 6,5$ Ma (1σ)
 $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 305 \pm 3$ (1σ) / MSWD = 4,6

Dos Santos et Anacleto (1985) pensent que l'altération hydrothermale à Espinharas est bien limitée dans le temps. Selon eux, elle a eu lieu à la fin du cycle Brasileiro car elle affecte les granites tardiorogéniques. Puis les roches albitisées ont été, à leur tour, affectées par les failles qui ont formé les rifts du Paléozoïque. La datation des albites confirme l'intervalle de temps très court pendant lequel a eu lieu la minéralisation, puisqu'il est impossible de différencier par la datation les albites d'altération des feldspaths de celles néoformées, car tous les points représentatifs sont situés sur la même droite isotopique. Par contre, le résultat obtenu dans le présent travail infirme l'hypothèse d'un âge "Brasiliano" pour la minéralisation. **Bonhomme et al (1987)** ont montré que, les minéralisations en uranium liées à l'albitisation et à l'épisyénitisation peuvent être beaucoup plus jeunes que le socle encaissant. Par exemple le socle du Massif Central Français est daté de 300 Ma minimum et les argiles associées aux minéralisations sont datées, selon les gisements, de 245 à 90 Ma. **Hanes et al (1992)** observent le même résultat dans l'Archéen pour une minéralisation aurifère plus jeune de 70 à 100 Ma que l'encaissant.

Un tel âge d'environ 200 Ma est à rapprocher des résultats publiés par **Teixeira (1978)**, et **Asmus (1984)**. Un certain nombre d'échantillons de basaltes, diabases et gabbros, situés dans les régions nord-est et nord du Brésil montrent des âges autour de 200 Ma. Cette date n'a rien à voir avec le magmatisme lié à l'ouverture de l'Atlantique Sud. Au contraire cet âge est à mettre en rapport avec la tectonique de l'Atlantique Central. Si l'hypothèse de la connection entre tectonique en extension et minéralisation se confirme, dans ce cas le gisement de São José de Espinharas est à mettre au crédit de l'Atlantique Central.

CONCLUSION

L'âge de la minéralisation uranifère de São José de Espinharas est donné par les albites néoformées. Il s'établit à 200,6 Ma. Cette date correspond dans l'échelle de **Haq et Van Eysinga (1987)** au Sinémurien inférieur.

III.2 - RESULTATS SUR LES MINERAUX DIAGENETIQUES

LES ARGILES DIAGENETIQUES DU BASSIN DU PARANÁ

INTRODUCTION

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Le Bassin du Paraná, 1.700.000 km², s'est formé durant le Silurien inférieur sur la croûte continentale du Gondwana récemment reformé, pendant la phase de refroidissement du cycle orogénique Brasileiro.

Trois phases majeures de subsidence ont conduit au dépôt de cinq séquences majeures: Silurien, Dévonien, Permo-Carbonifère, Trias, Jurassico-Crétacé. Les quatre premières séquences sont surtout siliciclastiques et la cinquième contient les coulées basaltiques les plus volumineuses de la planète. L'épaisseur maximum est de l'ordre de 6 Km. Les séquences sont séparées par des discordances reliées pendant le Paléozoïque aux événements orogéniques Andins et pendant le Mésozoïque à la rupture et à la dérive continentales entre l'Amérique du Sud et l'Afrique.

Le cadre structural du Bassin du Paraná consiste en un réseau d'éléments linéaires croisés: des failles, des zones de failles, des arcs rassemblés selon trois directions principales: N 45 - 65° W, N 50 - 70° E, EW. Les failles orientées NW et NE sont des éléments tectoniques de longue durée, hérités du socle Précambrien. L'activité récurrente de ces éléments tectoniques pendant le Phanérozoïque a fortement influencé la sédimentation, la distribution des faciès, et le développement des structures dans le bassin.

PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DE LA COLONNE STRATIGRAPHIQUE

Zalán et al (1986) décrivent les étapes suivantes: 1- La séquence Silurienne commence par des dépôts continentaux suivis de couches marines puis par les dépôts régressifs de la Formation Fumas. 2- La séquence Dévonienne commence par des grès transgressifs à la base suivis de

schistes argileux marins qui s'enrichissent progressivement en matière organique. La séquence Dévonienne ne comporte pas de dépôts de caractère régressif. 3- La séquence Permo-Carbonifère est la plus connue du bassin. Elle débute par des dépôts continentaux qui passent rapidement à des sédiments marins. L'influence glaciaire est majeure à cette époque. Dans cette séquence, la Formation Irati du Permien supérieur est constituée de schistes bitumineux et est considérée comme la roche mère des hydrocarbures potentiels du Bassin du Paraná. 4- La séquence Jurassico-Crétacée est essentiellement continentale. Elle commence par une alternance d'ambiances lacustres, fluviales, et éoliennes, puis se poursuit par une vaste extension de dunes. Cet immense désert est alors recouvert par la série de laves basaltiques de la Formation Serra Geral (comportant également des termes intermédiaires et acides). Cette période est marquée par un épisode important de subsidence et de structuration du bassin. 5- L'évolution stratigraphique du Bassin du Paraná se termine à la fin du stade rift de la séparation entre l'Afrique et l'Amérique du Sud, vers 115 Ma. Cette partie de la séquence est représentée par des grès et des silts du Crétacé supérieur et du Tertiaire (fig. 42).

CADRE STRUCTURAL

Le modèle d'alignements tectoniques en forme de X est divisé en trois groupes d'orientations NW-SE, NE-SW et E-W. Les alignements orientés NE-SW correspondent aux traces du cycle orogénique Brasileiro. Ils ont été peu ou pas réactivés pendant le Mésozoïque. Au contraire les failles orientées NW ont été fortement mobilisées pendant l'ouverture Jurassico-Crétacée du Gondwana. Ceci s'est accompagné de la mise en place de milliers de corps intrusifs et de l'épanchement de volumes très importants de laves basaltiques. Le poids de ces laves a causé à son tour une phase de subsidence importante du bassin. Cet événement a eu lieu entre le Jurassique supérieur et l'Eocène. Les alignements EW sont peu importants dans le Bassin du Paraná. Cependant, leur développement à partir du Trias suggère une liaison avec l'ouverture de l'Atlantique Sud.

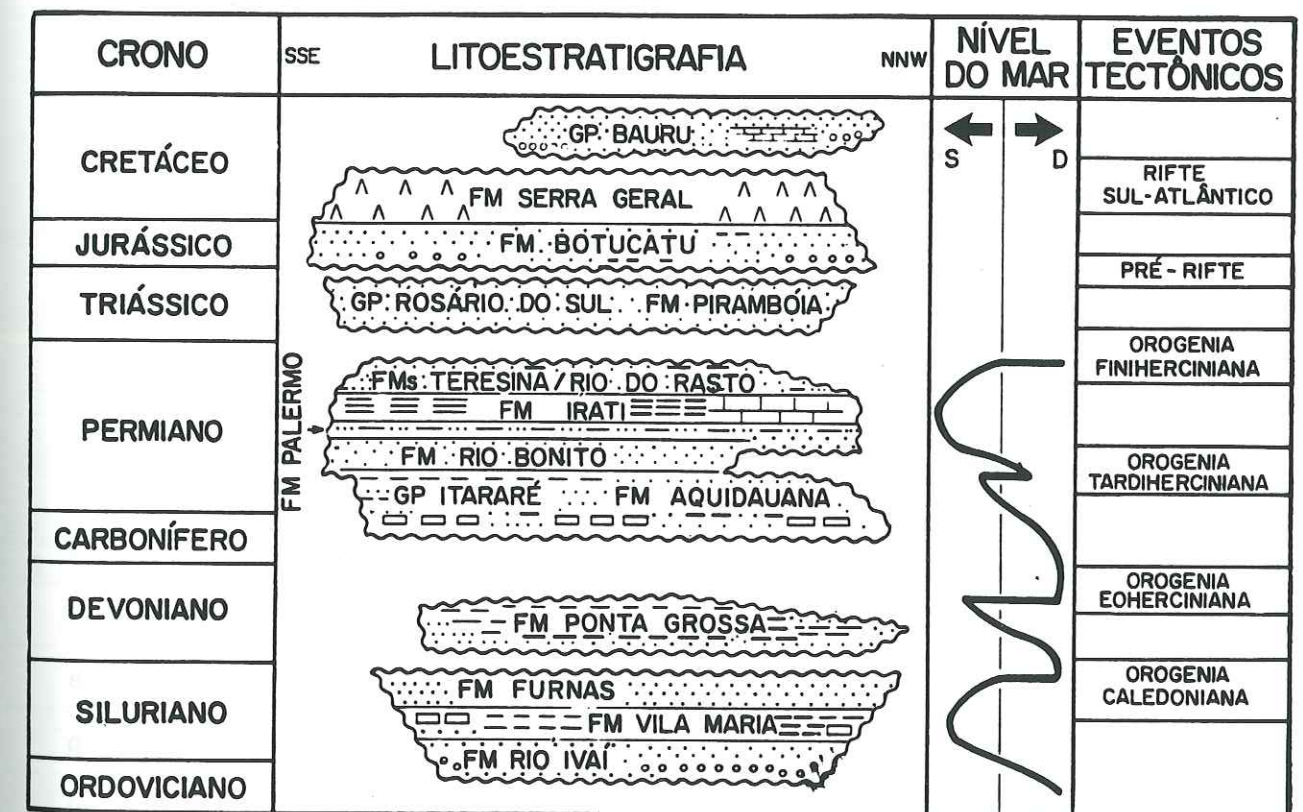


Fig. 42 - Colonne chronolithostratigraphique du Bassin du Paraná montrant la distribution dans le temps et l'espace des principales unités lithologiques selon une coupe SSE - NNW (crono: échelle géologique; litoestratigrafia: lithostratigraphie; nível do mar: variations eustatiques; eventos tectônicos: événements tectoniques). (D'après Zalán et al, 1990)

MATERIEL UTILISE

Les argiles étudiées proviennent de sondages effectués par la Compagnie Paulipetro a la fin des années 70. La localisation de ces sondages est reportée sur la **figure 43**. Les échantillons ont tous été sélectionnés dans des carottes extraites de la Formation Silurienne Furnas. Dans les sondages étudiés, on note parfois la présence de diabase: 2 TB - 1 SP: 4344 à 4449 m et 4741 à 4890 m; 2 AL - 1 SC: rien; 2 AR - 1 SP: rien; 2 CS - 1 PR: 3435 à 3474 m, 3520 à 3576 m, 3645 à 3700 m; 2 CS - 2 PR: 3658 à 3747 m; 2 RP - 1 PR: 4400 à 4430 m et 2 RI - 1 PR: 5223 à 5241 m.

PETROGRAPHIE DES ECHANTILLONS ETUDIES PAR MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A BALAYAGE

Dans le puits 2 TB - 1 SP l'échantillon 13A comporte des illites hexagonales très bien cristallisées et de l'albite corrodée sur du quartz. L'échantillon 14A montre des phyllosilicates interstratifiés très serrés en forme de plaquettes alternativement riches et pauvres en potassium. L'échantillon 15B contient de l'albite, de la chlorite et de l'illite fibreuse légèrement ferrique, et de l'apatite.

Dans les autres puits, on a noté: dans 2 AL - 1 SC de l'illite, du quartz et de l'ankerite; l'illite corrode le quartz; dans le puits 2 AR - 1 SP l'illite est située sur les grains de quartz, un peu de kaolinite est présente; dans le puits 2 CS - 1 PR l'illite est magnésienne et corrode le quartz, on note la présence de titanite et de sidérite; dans le puits 1 CS - 2 PR on note la présence de beaucoup d'illite, de quartz et d'albite corrodée; dans le puits 2 RP - 1 PR il y a beaucoup de kaolinite un peu corrodée avec des extensions filamenteuses d'illite; et enfin dans le puits 2 RI - 1 PR l'un des échantillons (5169) est très compacté, peu poreux et très riche en argile, l'autre (5173) à plus de porosité et contient des illites de 5 à 30 μm et du quartz corrodé.

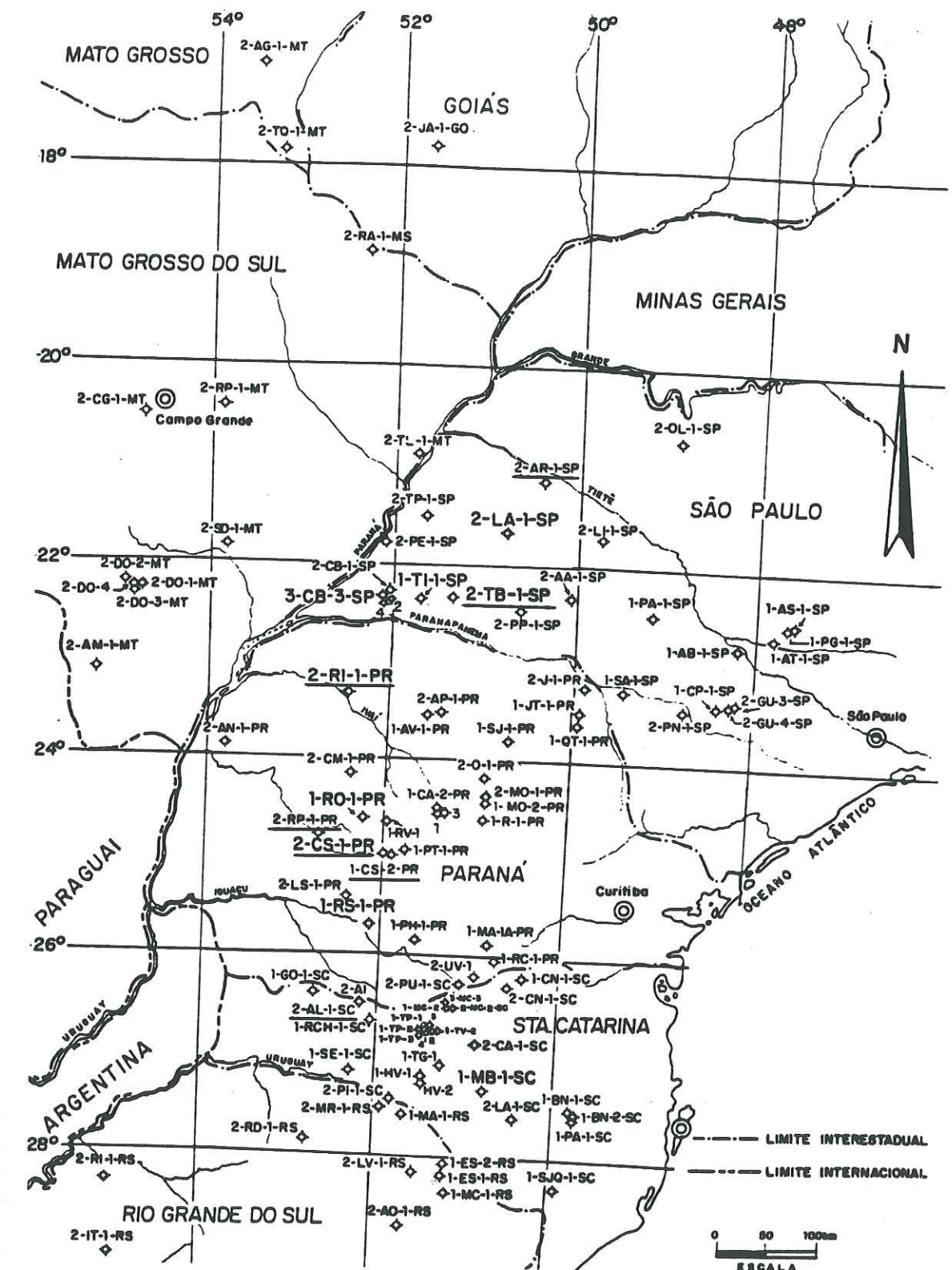


Fig. 43 - Carte de localisation des puits étudiés dans le Bassin du Paraná (les puits soulignés ont été étudiés), (d'après França et Potter, 1988)

III.2.1 - LE Puits 2 TB 1 SP

RESULTATS

Les tableaux 40 à 42 présentent les données minéralogiques et isotopiques des argiles du puits 2 TB 1 SP (13 à 15 B/A) et d'autres puits dans le Bassin du Paraná.

Tableau 40 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm
Formation Furnas dans la Bassin du Paraná

Echantillons	Kaol. %	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	I/S 90% > I > 10% %	Chlorite %	Ind. Crist. en ° 2 θ	002 001	Min. access. non datés	Min. access. datables
13 A/B A puits 2TB1SP	-	Illite 100% 2M	-	< 5%	0,25	0,39	Q. traces	Pl. traces
13 C/D A puits 2TB1SP	-	Illite 100% 2M	-	< 5%	0,26	0,39	Q. traces	Pl. traces
14 A/A puits 2TB-1SP	30%	Interstr. 50% Paragonite/50% Illite (dont 50% 2 M, 50% 1 M) 70%	-	-	n. signif.	0,33	Q. traces	-
14 B/A puits 2TB-1SP	30%	Interstr. 50% Paragonite/50% Illite (dont 30% 2 M, 70% 1 M) 70%	-	-	n. signif.	0,33	Q. *	Pl. traces
15A/A puits 2TB-1SP	-	85%	-	15%	0,28	0,37	Q. * *	KF traces Pl. *
15 B/A puits 2TB-1SP	-	80%	-	20%	0,36	0,35	Q. * *	KF * Pl. *
3406m A puits 2AL-1SC	-	Illite 100%	-	-	0,33	0,46	Q. * *	KF traces Pl. *
3441m A puits 2AR-1SP	70%	Illite 15%	(I/S > 50% illite, R=1) 5%	Corrensite 10%	n.det.	n.det.	Q. *	-
3448m A puits 2AR-1SP	60%	Illite 15%	(I/S > 50% illite, R=1) 5%	Corrensite 20%	n.det.	n.det.	-	-
3451m A puits 2AR-1SP	65%	Illite 15%	(I/S > 50% illite, R=1) 5%	Corrensite 15%	n.det.	n.det.	-	-
3811m A < 2 µm puits 2CS-1PR	traces	Illite alumineuse 100% I/S R=3 - traces	-	-	0,89	0,61	Q. traces	-
3831m A puits 1CS-2PR	5%	95%	I/S traces	-	0,57	0,44	Q. *	Pl. traces
4491m A puits 2RP-1PR	5%	85%	-	10% Chl/Sm	n.det.	0,46	Q. *	-
4494m A puits 2RP-1PR	traces	Illite + I/S > 90% illite, R=3	-	10% Chl/Sm	0,60	0,29	-	-
5169m A puits 2RI-1PR	-	95%	-	5% Chl/Sm	0,50	0,35	Q. * *	-
5173m A puits 2RI-1PR	-	75%	-	25%	0,42	0,40	Q. * *	Pl. traces

Tableau 41 - Données analytiques potassium - argon des fractions argileuses < 2 µm
Formation Furnas dans le Bassin du Paraná

Localisation numéro du puits	Echantillons	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad (%)	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	TiO ₂ (%)	t (Ma ± 1 σ)	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar (x 10 ⁻³)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
2 TB 1 SP	13 A/B A	8,81	90,3	40,7	-	137,7 ± 3,1	330,6	3043
	13 C/D A	8,83	89,7	39,9	-	134,9 ± 3,0	317,3	2877
	14 A A	3,36	51,9	14,46	-	128,7 ± 3,6	41,2	614,9
	14 B A	3,33	48,7	15,03	-	134,7 ± 4,0	34,4	575,5
	15 A A	5,98	72,4	23,79	-	119,3 ± 2,8	108,4	1072,1
	15 B A	5,12	71,4	17,34	-	102,0 ± 2,7	121,1	1033,7
2 AL - 1 SC	3406 m A	1,921	85,2	17,90	n.det.	268 ± 6	101,0	1990,9
2 AR - 1 SP	3441 m A	1,96	75,0	19,02	1,19	278 ± 8	50,6	1180,1
	3448 m A	1,99	74,7	25,1	n.det.	354 ± 8	38,4	1166,9
	3451 m A	1,78	62,5	23,6	n.det.	370 ± 9	20,6	787,2
2 CS - 1 PR	3811 m A < 2 µm	7,49	92,1	34,3	n.det.	136,6 ± 3,1	417,4	3737
	3811 m A < 0,4 µm	7,64	91,3	34,6	n.det.	135,0 ± 3,3	380,2	3393
1 CS - 2 PR	3831 m A	5,52	76,9	36,6	0,90	194,6 ± 4,4	82,3	1277,5
2 RP - 1 PR	4491 m A	3,51	66,4	22,5	0,45	188,3 ± 4,7	50,7	880,6
	4494 m A	4,15	68,3	26,6	0,53	188,7 ± 4,4	55,2	933,3
2 RI - 1 PR	5169 m A	6,87	76,0	53,2	0,44	225 ± 5	67,1	1231,1
	5173 m A	5,42	76,8	39,3	0,34	212 ± 5	74,7	1272,0

Tableau 42 - Données isotopiques Rb/Sr des argiles diagénétiques :
Formation Furnas - puits 2TB - 1 SP

Numéro Echantillons	Rb ppm	Sr primaire ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Erreur en 10 ⁻⁵	Nombre spectres
13 A/B	348	34,4	29,27	0,75988	3	106
13 C/D	3,14	34,2	26,57	0,76107	5	81
14 A	80,7	85,5	2,74	0,72080	3	82
14 B	85,6	81,5	3,04	0,72118	3	116
15 A	230	69,1	9,66	0,72726	4	94
15 B	123,4	52,2	6,86	0,72764	3	113

INTERPRETATION DES RESULTATS OBTENUS SUR LE SONDAGE 2 TB 1 SP

Les argiles diagénétiques extraites de la Formation Furnas d'âge silurien, dans le sondage 2 TB 1 SP foré dans le Bassin du Paraná ont fourni des âges conventionnels compris entre 138 et 102 Ma. Ces âges sont situés dans une période de temps plus vieille que les âges des argiles liées aux venues filoniennes, à seulement une exception près (102 Ma).

L'examen minéralogique de ces argiles montre que les deux échantillons les moins profonds (~ 4494 m) sont de type hexagonal et non filamenteux et leur polytype de l'illite en fait des 2M. **Moore et Reynolds (1989)** décrivent une séquence minéralogique d'évolution des minéraux illitiques en fonction de l'intensité de la diagenèse. D'après ces auteurs une telle qualité minéralogique correspond au passage de la diagenèse au début du métamorphisme, sommet du faciès zéolite, et atteint la qualité du type muscovite (**Miyashiro, 1973**). Il en est de même pour les deux échantillons intermédiaires (4695 m) qui contiennent un minéral de type interstratifié illite/paragonite. Tous ces échantillons sont datés de 138 à 129 Ma. Par contre, les deux fractions fines des échantillons les plus profonds (~ 4910 m), sont moins bien cristallisées, contiennent une partie significative d'illite 1M, avec de la chlorite et sont plus jeunes: 119 et 102 Ma.

La présence de sills doléritiques importants de 4344 à 4449 m et de 4741 à 4890 m (**A.B. França, comm. écrite, 1994**), permet d'interpréter de manière simple l'âge de 129 à 138 Ma, confirmé par le calcul de la droite isotopique à $136,4 \pm 2,4$ Ma ($\pm 1 \sigma$). En effet, la néoformation d'illites 2M est tout-à-fait plausible à faible distance de sills dont l'épaisseur totale atteint 254 m et la distance maximale aux échantillons analysés n'excède pas 100m. **Krynauw et al. (1994)** montrent que les effets diagénétiques d'un sill de 400 m d'épaisseur dans un sédiment humide se font sentir jusqu'à une distance de 150 m. Dans ces conditions, les illites 2M formées sont la conséquence d'une sorte de métamorphisme de contact et leur âge est celui du basalte intrusif. L'âge calculé est égal, aux erreurs de mesure près, aux âges obtenus par **Baksi et al. (1992)**, **Hawkesworth et al (1992)** et **Renne et al. (1992 a et b)** par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

Pour les deux échantillons les plus jeunes, il est possible d'envisager en première hypothèse une sorte de rétro-morphose, rétro-morphose liée à la plus grande profondeur, donc à un temps de séjour plus prolongé à haute température fournissant par conséquent un âge plus jeune. Cette

rétromorphose pourrait consister en une transformation à relativement basse température des illites 2M de la première génération en illites 1M de deuxième génération, peut-être à la faveur de circulations hydrothermales. Au moment de cette transformation, ces illites s'ouvrent vis-à-vis de l'argon radiogénique. Comme la transformation intervient ici à plus grande profondeur, que les illites 1M sont moins rétentes pour l'argon radiogénique que les 2M, et que ces minéraux traversent la température de blocage plus basse des illites 1M à une date plus récente, les phyllosilicates analysés sont plus jeunes.

Comme l'indique **Renac (1994)**, l'âge plus jeune de ces illites peut aussi s'expliquer par une évolution plus longue de leur cristallisation. Dans ce cas, l'âge de 102 Ma n'est qu'une moyenne entre une fraction plus ancienne formée à partir de 134 Ma et une fraction plus jeune dont la formation peut avoir continué bien plus récemment que 102 Ma (**Matthews et al. 1994**). Dans cette seconde hypothèse, il est impossible de fixer la date, ou même l'époque et la durée du phénomène responsable.

En plus de l'évolution des illites, la diagenèse de basse température provoque la cristallisation de feldspath potassique. En effet, un peu de feldspath potassique est visible sur les diffractogrammes de RX bien que l'examen au M.E.B n'ait pas été déterminant dans ce sens. Ces deux échantillons contiennent du feldspath potassique, respectivement des traces pour 15 A/A et une quantité significative pour 15 B/A. Les âges respectifs de 15 A/A et de 15 B/A sont de 119 et 102 Ma. Et comme les feldspaths potassiques sont très sensibles à toute élévation de température, en perdant tout ou partie de leur argon radiogénique, ce qui pourrait avoir été provoqué par la diagenèse secondaire de basse température, leur proportion relativement élevée, surtout dans l'échantillon 15 B/A, contribue à en abaisser l'âge. **Girard et al (1988)** ont daté des surcroissances d'adulaire dans le Crétacé inférieur d'Angola. Ils ont trouvé exactement le même résultat: 98 ± 16 Ma. L'âge de 120 à 100 Ma correspond aussi à un épisode de subsidence très rapide mis en évidence tout le long de la côte Est Brésilienne (**Chang et al, 1992**).

Toutes ces raisons conduisent à proposer que la diagenèse de basse température est datée de 102 Ma ou est plus jeune.

En résumé, les argiles de ce sondage paraissent indiquer l'occurrence de deux épisodes diagénétiques, le premier, très chaud, lié directement à l'intrusion des basaltes, a eu lieu entre 138 et

129 Ma, avec une diagenèse de haute température, et le deuxième plus froid, postérieur, apparu peut-être entre 120 et 100 Ma ou plus jeune, avec une diagenèse de basse température.

Ces résultats ne sont pas nouveaux. En effet, **Thomaz Filho (1976)**, a étudié la Formation Botucatu, constituée de grès situés immédiatement sous les basaltes de la Formation Serra Geral dans les puits PAA ZSP et PAA 2SP. L'analyse Rb/Sr des fractions $< 2 \mu\text{m}$, de leur résidu après attaque à HCl dilué et de la solution de lavage a fourni des droites isotopiques indiquant des âges compris entre 136 et 141 Ma, après correction pour $\lambda \text{ }^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{an}^{-1}$ (**Steiger et Jäger, 1977**). Malgré le fait que certaines de ces droites ne sont définies que par deux points, les âges mesurés sont à peu près les mêmes que ceux déterminés dans le présent travail sur le Silurien de la Formation Furnas. Or **Clauer (1981)** a montré que de telles droites isotopiques pouvaient être interprétées en terme de datation de diagenèse tardive. D'autre part, les indices 002/001 des argiles de la Formation Botucatu sont très élevés: 0,52 à 0,90. Or **J. Esquevin (1985, comm. orale)** indique que de telles valeurs ne peuvent correspondre qu'à des argiles néoformées dans la diagenèse, ce que confirme l'examen au microscope électronique à balayage des argiles analysées ici.

En conclusion, les âges voisins de 140 à 130 Ma confirment l'existence d'un événement diagénétique important, avec la continuation des mécanismes diagénétiques de plus basse température jusqu'à une date peut-être plus jeune que 100 Ma.

III.2.2 - LES AUTRES SONDAGES: 2 AL - 1 SC, 2 AR - 1 SP, 2 CS - 1PR, 1 CS - 2 PR, 2 RP - 1 PR et 2 RI - 1 PR.

RESULTATS

Les tableaux 40 à 41 présentent les données minéralogiques et isotopiques des argiles des autres puits.

INTERPRETATION DES RESULTATS K/Ar OBTENUS SUR LES AUTRES SONDAGES

La fraction argileuse de l'échantillon 3406m du puits 2 AL - 1 SC est constituée d'illite à 100%. Les caractéristiques minéralogiques de cette illite la situent dans le champ des illites alumineuses anchimétamorphiques. Les minéraux accessoires comprennent du plagioclase et des traces de feldspath potassique. Dans ces conditions l'âge de $268 \pm 6 \text{ Ma}$ peut être considéré comme celui de matériel détritique. Ce sondage ne comporte aucun sill doléritique.

L'échantillon 3811m du puits 2 CS - 1 PR a été séparé en deux fractions: $< 2 \mu\text{m}$ et $< 0,4 \mu\text{m}$. Dans les deux cas l'illite est très alumineuse (002/001 = 0,61) et les teneurs en potassium sont très élevées: 7,19 et 7,64%, respectivement. Enfin, la présence d'interstratifié R=3 conduit à penser qu'elle est d'origine diagénétique. Ceci signifie que l'âge de 136 Ma date la diagenèse, ou fournit un âge proche de cet événement. La présence de 150 m d'épaisseur de dolérite à un peu plus de 100 m de l'échantillon daté conduit à interpréter le résultat selon le même mécanisme que dans le puits 2 TB - 1 SP. Les points représentatifs de ces deux fractions s'alignent avec ceux des échantillons des carottes 13 A et 14 A du puits 2 TB - 1 SP. Les caractéristiques de la droite isotopique selon **Roddick et Farrar (1971)** sont les suivantes: $t = 136 \pm 2,4 (\pm 1 \sigma)$, $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 285 \pm 10 (\pm 1 \sigma)$, MSWD = 0,44. Tous ces échantillons prélevés dans les puits 2 TB - 1 SP et 2 CS - 1 PR datent donc le même événement: leurs fractions phyllosilicatées fines témoignent de néoformations à température élevée: illites 2 M, interstratifiés illite/paragonite, interstratifiés illite/smectite de type R=3; et leurs âges sont

identiques. La présence des sills de dolérite au voisinage des échantillons datés conduit à conclure à la datation de l'altération des phyllosilicates argileux par effet thermique des dolérites.

L'échantillon 3831m du puits 1 CS - 2 PR contient 5% de kaolinite, 95% d'illite et des traces de I/S. L'illite est alumineuse. Son indice de cristallinité n'est pas significatif, car il est influencé par la présence de l'interstratifié I/S. L'âge de 195 Ma doit donc être interprété soit comme un âge de matériel détritique soit plutôt comme un âge de diagenèse.

Les échantillons 4491m et 4494m du puits 2 RP - 1 PR contiennent un peu de kaolinite: 0 à 5%, 10% d'interstratifié Chl/Sm et 85 à 90% d'illite et d'interstratifié I/S de type R=3. Pour les mêmes raisons que pour l'échantillon 3811m du puits 2 CS - 1 PR ces illites doivent être considérées comme diagénétiques. L'âge de 188 Ma est aussi celui de la diagenèse.

Les échantillons 5169m et 5173 du puits 2 RI - 1 PR sont constitués de 75 à 95% d'illite et de 5 à 25% de chlorite et de Chl/Sm. Leurs teneurs en potassium très élevées, leurs indices de cristallinité anchimétamorphiques, et leurs indices 002/001 d'illites alumineuses en font des bons candidats pour du matériel détritique ou diagénétique. L'ambiguïté de cette interprétation est également applicable à l'âge de 220 Ma environ.

Les échantillons 3441m, 3448m et 3451m du puits 2 AR - 1 SP, à la différence de tous les autres échantillons, contiennent 60 à 70% de kaolinite, 15% d'illite, 5% d'interstratifié Chl/Sm régulier: corrensite. Cette association peut être considérée comme d'origine détritique avec un tout début de diagenèse, à cause des interstratifiés. Comme les âges, au contraire des autres localisations, sont variables, l'interprétation la plus probable situe ces échantillons dans le domaine du détritisme. La aussi, aucun sill doléritique n'a été reconnu.

RECAPITULATION ET DISCUSSION

Les âges mesurés s'étagent de 370 à 100 Ma. La Formation Furnas, selon les auteurs, est soit d'âge Silurien soit d'âge Dévonien, c'est dire que son âge stratigraphique est compris entre 440 et 360 Ma. Par conséquent la quasi totalité des âges potassium-argon mesurés pourrait correspondre à des phénomènes diagénétiques tardifs. Cependant les teneurs en TiO_2 des argiles sembleraient plutôt indiquer une origine détritique.

En plaçant les résultats selon un profil S/N, on constate que les échantillons pour les quels l'interprétation minéralogique conduisait à attribuer une signification détritique se trouvent aux deux extrémités Sud et Nord du profil. Au contraire, tous les échantillons de la partie centrale du Bassin montrent des âges de diagenèse. Parmi ceux-ci on peut distinguer deux épisodes: vers 200 Ma et vers 140 Ma.

Les deux épisodes datés de 200 Ma et de 140 Ma correspondent respectivement à la première et à la seconde phases de fragmentation du Gondwana.

Dans ce dernier cas les deux âges mesurés: 136 Ma au puits 2 CS - 1 PR et 138 à 129 Ma au puits 2 TB - 1 SP correspondent à des phénomènes de haute température (I/S R3 et illite 2M). Ces deux âges pourraient donc être comparés à l'intrusion des basaltes de la Formation Serra Geral. Stratigraphiquement, **Zalán et al (1990)** les placent à la limite Jurassique- Crétacé, c'est à dire vers 145 Ma (**Haq et Van Eysinga, 1987**), ou vers 135 ± 5 Ma (**Odin et Odin, 1990**). D'autre part, **Rocha Campos et al (1989)** montrent que les datations K/Ar en roche totale des basaltes s'étagent de 155 à 100 Ma donc les âges de diagenèse définis dans le présent travail pourraient être compatibles avec les intrusions basaltiques. Or, les arguments magnétostratigraphiques et les datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ indiquent que l'intervalle de mise en place des basaltes est court: 1 à 2 Ma et se situe à 133 ± 1 Ma (**Renne et al, 1992 a**). **Renne et al (1992 b)** ont daté sept échantillons de basalte pour lesquels ils ont trouvé entre 132,9 et 131,4 Ma. Par conséquent, il faut admettre que la diagenèse qui affecte certaines zones du Bassin du Paraná est antérieure de 5 à 10 Ma à l'épanchement des basaltes de la Formation Serra Geral.

D'ailleurs, **Oliveira (1989)** en étudiant les courbes de subsidence de nombreux puits forés dans le Bassin du Paraná, observe un épisode de subsidence rapide qu'il situe entre 140 et 135 Ma. Qui dit subsidence rapide dit aussi mouvements tectoniques rapides et modification du gradient de température et des circulations de fluides. Toutes ces conditions sont nécessaires à une évolution diagénétique majeure. Les datations obtenues en particulier dans le puits 2TB - 1 SP témoignent de cet événement.

Les âges de l'ordre de 200 Ma trouvés dans les puits 1 CS - 2 PR et 2 RP - 1 PR correspondent à un autre phénomène bien connu dans la séparation du Gondwana. Au Sud, c'est à cette époque que s'épanchent les basaltes des Transantarctic Mountains (**Faure et al, 1988**). A l'Est,

en Afrique toute la série volcanique du Karroo se met en place (Fitch et Miller, 1984; Allsopp et al a e b, 1984). Au Nord (Thomaz Filho et al, 1974; Sial et al 1976; Bellieni et al, 1988; Caputo et da Silva, 1990) ont daté des dykes de dolérite de cet âge-là. De même Mizusaki et al (1990) ont daté des argiles diagénétiques dans le Bassin de Solimões de 200 Ma environ. Enfin la minéralisation à uranium de Espinharas est datée de 200,6 Ma dans le présent travail.

Il semble donc que certaines argiles diagénétiques du Bassin du Paraná aient aussi enregistré les effets à longue distance des événements tectoniques accompagnant la première fragmentation du Gondwana.

Des analyses R/Sr ont également été effectuées sur le fraction fines du puits 2 TB - 1 SP. Quatre de six échantillons définissent une droite isotopique dont les caractéristiques sont les suivantes: $t = 119, 0 \pm 1,5 \text{ Ma}$ ($\pm 1 \sigma$), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7161 \pm 0,0002$ ($\pm 1 \sigma$), MSWD = 0,15. Les deux autres échantillons: 13 A/B et 15 A définissent une droite indiquant un âge de 117 Ma.

Les deux résultats confirment l'âge de la diagenèse de basse température trouvé grâce à la méthode K/Ar. La différence entre les deux droites isotopiques tient au décalage des points représentatifs de 13 A/B et 15 A vers la droite. On note que les deux teneurs en Rb de 13 A/B et 15 A sont beaucoup plus fortes que celles de leurs voisins respectifs. Ce mécanisme a déjà été observé par Bonhomme (1987). Il traduit une évolution plus poussée des argiles. Les deux droites isotopiques ont comme intercepts respectifs 0,716 et 0,711. La valeur de 0,716 peut s'expliquer par la redistribution isotopique du strontium radiogénique produit dans les argiles entre la date du dépôt de la Formation Furnas soit environ 400 Ma et sa diagenèse c'est à dire 140 à 100 Ma. L'autre valeur: 0,711, témoigne au contraire de l'évolution plus poussée des argiles, car elle montre une tendance vers l'homogénéisation isotopique avec la source principale du strontium à faible rapport isotopique c'est à dire les basaltes (Piccirillo et al, 1988).

Les datations K/Ar avaient montré une dispersion des âges entre 138 et 102 Ma. Au contraire la méthode Rb/Sr ne fournit qu'un seul âge, 118 Ma. Cette différence dans le comportement des isotopes du strontium et de l'argon pourrait être due à: 1- la plus grande sensibilité du système K/Ar à tout événement tardif, et 2- la difficulté pour les isotopes du strontium de s'homogénéiser le long de toute la colonne stratigraphique, ceci étant prouvé par la différence entre deux échantillons voisins (13 A/B et 13 C/D, 15 A et 15 B).

III.3 - LES MINÉRAUX D'ALTERATION DES BASALTES DU BASSIN DU PARANÁ

INTRODUCTION

Dans le cadre de l'étude générale de la diagenèse dans le Bassin du Paraná, des échantillons de la Formation basaltique Serra Geral ont été étudiés. Plus précisément l'accent a été mis volontairement sur des basaltes altérés, dans l'espoir de pouvoir dater cette altération.

Les basaltes de la Formation Serra Geral occupent une surface d'environ 1.200.000 Km² sur une épaisseur de 400 à 1700 mètres.

La séquence volcanique comprend des tholéïtes: 65%, des andésites tholéïtiques: 22% et des coulées acides (Iacumin et al, 1991). La majorité des roches de type basique à intermédiaire ont des teneurs en TiO₂ et en éléments incompatibles faibles dans la partie méridionale. Dans la partie Nord les roches intermédiaires sont rares. La majorité des basaltes y ont des teneurs élevées en TiO₂ et en éléments incompatibles.

Toute la séquence volcanique montre des traces d'altération évidentes. Iacumin et al (1991) attribuent cette altération à des phénomènes hydrothermaux. Murata et al (1987) décrivent un des effets de cette altération: la néoformation dans les vacuoles du basalte, d'apophyllite et de nombreux types de zéolites. Enfin Scopel et al (1990) montrent la présence de céladonite à la limite entre le basalte et les nombreuses inclusions de quartz et d'améthyste.

La datation K/Ar de ces basaltes a fait l'objet de très nombreuses publications résumées dans Rocha Campos et al (1989) et Fodor et al (1989). D'après ces auteurs la répartition des âges couvre l'intervalle 155 - 100 Ma. Par contre Baksi et al (1991) et Renne et al (1992 a et b) en utilisant la méthode ³⁹Ar/⁴⁰Ar montrent que l'intervalle de temps nécessaire à la mise en place des basaltes est du même ordre de grandeur que l'erreur physique soit plus au moins 1 Ma. La date qu'ils proposent est de $133 \pm 1 \text{ Ma}$. Au contraire Turner et al (1994), en utilisant la même technique, suggèrent que cette mise en place a eu lieu entre 137 et 126 Ma.

Dans le même ordre d'idées Bellieni et al (1984) ont montré que les données paléomagnétiques indiquent que le taux d'émission de magma a pu atteindre 700 m en moins de 1

Ma. Parfois la même direction d'aimantation a été observée à la fois sur les roches basiques et les roches acides du même groupe.

En conclusion les données magnétiques et radiochronologiques récentes indiquent un intervalle de temps très court pour la mise en place des basaltes, sauf si l'interprétation de Turner et al (1994) est retenue.

III.3.1 - FELDSPATHS ET CELADONITES

MATERIEL UTILISE

DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE ET ANALYSE CHIMIQUE

Les échantillons de basaltes altérés (Piccirillo et Melfi, 1988) fournis par le Professeur Enzo Piccirillo proviennent des localités suivantes: 1013: 18,552°S, 51,123°W; 1038: 21,279°S, 49,792°W; 880: 23,446°S, 49,335°W et 784: 24,180°S, 48,672°W, c'est à dire de la partie nord du Bassin du Paraná.

Ils ont les caractéristiques pétrographiques et chimiques suivantes: échantillon 1013 A - coulée de latibasalte (H-Ti) dont les vacuoles sont remplies de matériel céladonitique; échantillon 1038 - coulée de hawaiiite (L-Ti) dans laquelle on observe d'abondantes taches de carbonates, échantillon 880 - dyke de dacite sans altération visible, échantillon 784 - dyke de basalte andésitique sans altération visible (L-Ti).

Les échantillons analysés comportent respectivement les pertes au feu suivantes: 1013 = 3,00%; 1038 = 3,16%; 880 = 2,53% et 784 = 2,44%. Tous ces échantillons ont une perte au feu très importante qui témoigne de leur degré d'altération, surtout 1013 et 1038 qui contiennent des argiles et des carbonates.

LOCALISATION

Les échantillons des basaltes altérés proviennent de la région nord du Bassin du Paraná et les céladonites font partie de l'étude en cours de Melle Scopel et viennent des environs de Planalto, Etat du Rio Grande do Sul.

RESULTATS

Les données minéralogiques et isotopiques des échantillons analysés sont reportées dans les tableaux numéros 43 à 46.

Tableau 43 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm de quelques échantillons de basaltes altérés
Formation Serra Geral dans le Bassin du Paraná

Echantillons	Illite ± I/S > 90% I, R=3 %	Smectite ± I/S < 10% I, R=0 %	Ind.Crist. en ° 2 θ	$\frac{002}{001}$	Min. access. datables
784 PL	-	-	-	-	Plagioclase
880 PL	-	-	-	-	Plagioclase
1013 A	céladonite 75%	Sm (nontronite) 25%	0,26	0,10	-
1013 G	-	Sm (nontronite)	-	-	Glaucinite 1 M
1038 PL	-	-	-	-	Plagioclase

Tableau 44 - Données analytiques potassium - argon de quelques échantillons de basaltes altérés
Formation Serra Geral dans le Bassin du Paraná

Localisation	Echantillons	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad (%°)	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	TiO ₂	t (Ma ± 1 σ)	40K/36Ar (x 103)	40Ar/36Ar
Basaltes altérés de la Formation Serra Geral dans le Bassin du Paraná	784 PL	0,525	49,7	1,673	-	96,1 ± 10,1	50,9	587,6
	880 PL	1,007	81,1	4,50	-	133,5 ± 5,8	157,9	1566,3
	1013 A	5,12	93,2	27,6	-	159,8 ± 3,6	418,4	4358
	1013 G	8,42	86,0	36,0	-	128,0 ± 3,0	235,9	2114,0
	1038 PL	0,726	63,1	2,30	-	95,6 ± 5,4	88,7	801,7

Tableau 45 - Données isotopiques Rb/Sr des argiles diagénétiques :
échantillon de basalte altéré 1013, Formation Serra Geral

Numéro Echantillons	Rb ppm	Sr primaire ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erreur en 10^{-5}	Nombre spectres
1013 A	238,8	164,6	4,20	0,71200	5	80
1013 G	373,8	33,5	32,33	0,74510	14	68

Tableau 46 - Données analytiques potassium - argon de quelques échantillons
de céladonites dans des basaltes altérés
Formation Serra Geral - Bassin du Paraná - Planalto - RS

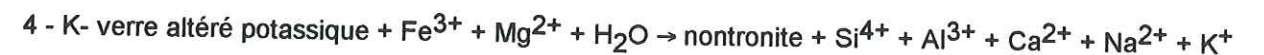
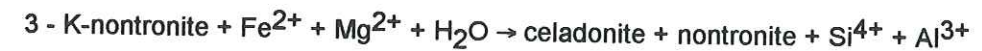
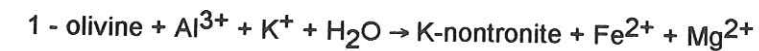
Localisation	Echantillons	K ₂ O (%)	^{40}Ar rad (%)	^{40}Ar rad (nl/g)	TiO ₂ %	t (Ma $\pm 1 \sigma$)	$^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ ($\times 10^3$)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
Planalto - Rio Grande do Sul	OL 2 A	7,25	82,1	24,9	n.det.	103,3 \pm 2,9	219,8	1652,6
	B 01 A	7,20	31,5	17,87	0,025	75,3 \pm 2,9	30,4	431,5
	B 02 A	7,97	88,6	32,4	n.det.	121,7 \pm 3,2	313,9	2592
	B 05 A	7,28	70,2	24,4	0,04	101,1 \pm 8,4	115,5	993,3
	B 06 A	7,52	62,4	24,5	0,02	98,4 \pm 12,2	83,4	785,9

INTERPRETATION ET DISCUSSION

L'échantillon 880 PL a un âge de 133 Ma c'est à dire exactement l'âge des basaltes. Ce plagioclase ne montre donc aucun signe d'altération. Au contraire, les deux plagioclases 784 et 1038 PL ont un âge de 96 Ma ce qui indique une remise à zéro du chronomètre à une date très voisine de celle de la diagenèse de basse température mise en évidence parmi les échantillons du puits 2 TB - 1 SP.

Les deux fractions argileuses du basalte très altéré 1013 montrent respectivement des âges de 160 et 128 Ma pour l'argile banale et pour la fraction céladonite. Cette dernière, avec 128 Ma a le même âge que les argiles diagénétiques de haute température. Par contre l'argile manifeste la présence d'excès d'argon car l'âge de cette argile ne peut évidemment pas être plus ancien que celui des basaltes.

Gonçalves et al (1990) expliquent que pendant l'altération hydrothermale d'un basalte on observe la chaîne de réactions chimiques suivante:



En appliquant ces résultats à la datation K/Ar d'un basalte, dont l'essentiel du potassium est situé dans le verre, on aboutit au schéma suivant : (fig. 44).

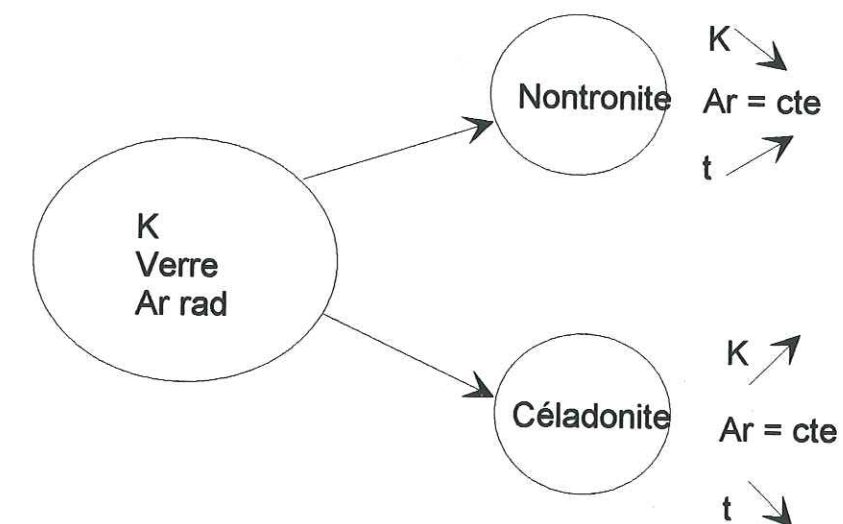


Fig. 44- Schéma d'altération hydrothermale du verre basaltique

La fraction du verre qui se transforme en nontronite perd du potassium. En admettant que la concentration en argon radiogénique varie peu, l'âge apparent augmente. Le mécanisme inverse vaut pour la céladonite dont l'âge diminue. Ce mécanisme peut expliquer les deux âges mesurés sur 1013 A (nontronite) et 1013 G (céladonite).

Faure et Mensing (1993) ont observé le même type de résultat pour des datations K/Ar sur des coulées basaltiques de la Mesa Range, Victoria Land septentrional, Antarctique. En effet, alors que la position stratigraphique de ces laves est restreinte à un court intervalle de temps, les datations s'échelonnent de 174 à 103 Ma. Les auteurs interprètent cette discordance par l'effet de l'activité tectonothermique et hydrothermale liée à la réactivation de failles crustales profondes pendant la séparation de l'Australie et de l'Antarctique.

L'analyse Rb/Sr des deux fractions de l'échantillon 1013A donne un âge de 83 Ma. En comparant ce résultat aux données K/Ar on constate que l'âge K/Ar est systématiquement plus vieux.

La fraction argileuse 1013A peut être considérée comme contenant une partie détritique augmentant son âge K/Ar. Le même schéma ne se retrouve pas dans le système Rb/Sr puisque l'intercept $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ est de 0,7071, très voisin de celui obtenu sur les basaltes non altérés (Piccirillo et al, 1987 et 1988; Rocha Campos et al, 1989). Si la fraction 1013A contenait du strontium hérité, l'intercept serait beaucoup plus élevé. Encore une fois les deux systèmes Rb/Sr et K/Ar ont un comportement isotopique différent.

L'âge de 83 Ma, considéré comme significatif, situe la diagenèse mesurée par la méthode Rb/Sr dans l'intervalle de temps défini par les datations K/Ar de tous les minéraux d'altération des basaltes: 128 à 55 Ma.

Parmi les céladonites, la plus âgée est aussi la plus riche en potassium et celle dont le pourcentage en argon radiogénique est le plus élevé. Au contraire la plus jeune a exactement les caractéristiques inverses. Toutes sont bien néoformées comme en témoigne la faible teneur en titane et les évidences pétrographiques. Dans ces conditions il est normal de retrouver la céladonite la mieux cristallisée avec le même âge que la diagenèse de haute température, la moins bien cristallisée étant un très mauvais chronomètre, et toutes les autres, aux caractéristiques intermédiaires datent la diagenèse de basse température. Staudigel et al (1986) et Gallahan et Ducan (1993) ont observé les mêmes phénomènes sur les céladonites des ophiolites de Troodos, et en particulier un intervalle de temps très long (40Ma) entre la mise en place des laves et la céladonite la plus jeune.

L'ajustement linéaire selon Roddick et Farrar (1971) permet d'aligner quatre des cinq échantillons de céladonites. La droite isotopique correspondante a les caractéristiques suivantes: $t = 109,3 \pm 2,9 \text{ Ma}$ ($\pm 1 \sigma$), $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 233 \pm 10$ ($\pm 1 \sigma$), MSWD = 0,21 (fig. 45). Cependant, comme l'intercept est significativement plus petit que 295,5, on conclut qu'il s'agit d'une droite de mélange sans signification géologique. De plus, aucun contrôle par la méthode Harper (1970) n'est possible, en raison du faible écart des teneurs en K_2O . Dans ces conditions, à part l'absence d'utilité géologique, cet alignement pourrait s'interpréter soit par des pertes de K_2O , soit par des gains en argon radiogénique, cette dernière possibilité étant la plus probable vu que les quatre échantillons de cet ensemble sont les plus pauvres en K_2O .

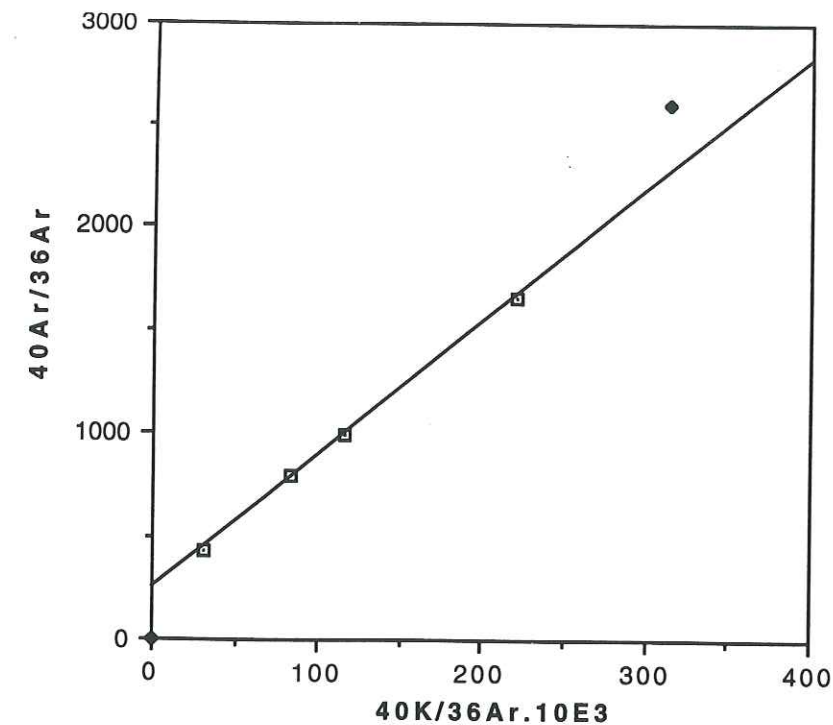


Fig. 45 - Céladonites (Planalto, RS)
Diagramme isotopique selon Roddick et Farrar (1971).
 $t = 109,3 \pm 2,9 \text{ Ma}$ (1σ)
 $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 233 \pm 10$ (1σ)
MSWD = 0,21

CONCLUSIONS

Comme les argiles diagénétiques banales, les minéraux d'altération des basaltes, feldspaths et céladonites, montrent l'existence de deux épisodes principaux: entre 135 et 120 Ma d'une part et autour de 100 Ma d'autre part. Etant données les différences de cristallinité il est possible ici aussi d'attribuer l'âge de 130 Ma à un phénomène de haute température et l'âge de 100 Ma à un phénomène de basse température.

III.3.2 - APOPHYLLITES

INTRODUCTION

Les apophyllites sont toutes des échantillons de collection muséologique, fournis par les Profs. Enio Soliani Junior, Ari Roisenberg, Milton L.L. Formoso et Tania Maria.

Ces échantillons font partie du cortège de zéolites plus apophyllites décrit par Murata et al (1987). L'apophyllite, au contraire des paragenèses à laumontite, scolécite et zéolites siliceuses, semble répartie de façon dispersée. On ne peut donc pas la considérer comme un minéral caractéristique d'un faciès d'altération particulier. Cependant, son apparition est générale dans les basaltes altérés: Islande, Deccan et Italie, entre autres. La mordénite, au contraire, a une position précise dans le schéma de Murata et al (1987). Elle se situe dans la paragenèse des zéolites siliceuses donc dans la paragenèse issue de l'altération la moins intense.

Ce minéral, au vu de la bibliographie n'a jamais fait l'objet de datation K/Ar. Mais comme le but du présent travail est l'étude des mécanismes d'altération de basaltes, que l'apophyllite est l'un des minéraux apparaissant pendant cette altération, et qu'elle est potassique, il a été décidé d'ententer la datation.

RESULTATS

Le tableau numéro 47 présente les données isotopiques et les âges des apophyllites et de la mordénite analysées.

Tableau 47 - Données analytiques potassium - argon de quelques échantillons d'apophyllites et zeolite dans des basaltes altérés
Formation Serra Geral - Bassin du Paraná - Rio Grande do Sul

Localisation	Echantillons	K ₂ O (%)	40Ar rad (%)	40Ar rad (nl/g)	TiO ₂ %	t (Ma ± 1 σ)	40K/36Ar (x 103)	40Ar/36Ar
Formation Serra Geral, Bassin du Paraná - RS	EVZ 01 A Z	4,17	71,7	15,19	n.det.	109,5 ± 3,9	114,3	1045,4
	EVZ 01 B Z	4,10	80,2	15,85	n.det.	116,0 ± 5,7	171,6	1490,5
	91 2 APO	3,58	47,8	12,56	n.det.	105,6 ± 3,0	42,8	566,5
	91 3 APO I	5,10	71,6	13,44	n.det.	79,9 ± 1,9	156,9	1040,0
	91 3 APO II	4,55	78,7	13,14	n.det.	87,4 ± 2,8	209,4	1384,4
	91 TM APO 1 V	5,10	44,5	9,94	n.det.	59,4 ± 2,1	67,4	532,1
	91 TM APO 1BV	5,11	54,1	9,35	n.det.	55,9 ± 1,6	105,5	643,3
	91 TM APO 2 B	4,82	61,3	11,14	n.det.	70,2 ± 1,8	112,6	764,2
	91 AR APO 1 V	4,90	86,1	13,01	n.det.	80,5 ± 1,9	383,7	2130,3
	91 AR APO 2 B	5,06	88,8	11,97	n.det.	71,9 ± 2,6	548,3	2631,8
	91 RPSMF 02 A	2,52	70,6	6,13	0,08	73,8 ± 3,6	161,7	1003,5

INTERPRETATION ET DISCUSSION

Les âges des apophyllites se répartissent entre 116 et 55 Ma. Il semble qu'il y ait une corrélation inverse entre la teneur en potassium et l'âge. Pour préciser cette relation un diagramme $t = f(K_2O)$ a été dessiné, (fig. 46). La corrélation inverse s'y montre de manière évidente. De même, un graphique teneur en argon radiogénique en fonction de la teneur en potassium montre aussi une relation négative. L'explication de cette double relation peut être trouvée dans le phénomène de recristallisation permanente à mesure que la teneur en potassium et par conséquent la qualité cristalline de l'apophyllite s'améliore. Dans ces conditions l'apophyllite ne peut être considérée comme un bon chronomètre. Dans le cas des apophyllites du Bassin du Paraná, les âges obtenus marquent seulement une série d'étapes de recristallisation en fonction des mécanismes successifs de la diagenèse. La seule information claire consiste en la datation vers 55 Ma de la fin de ces mécanismes.

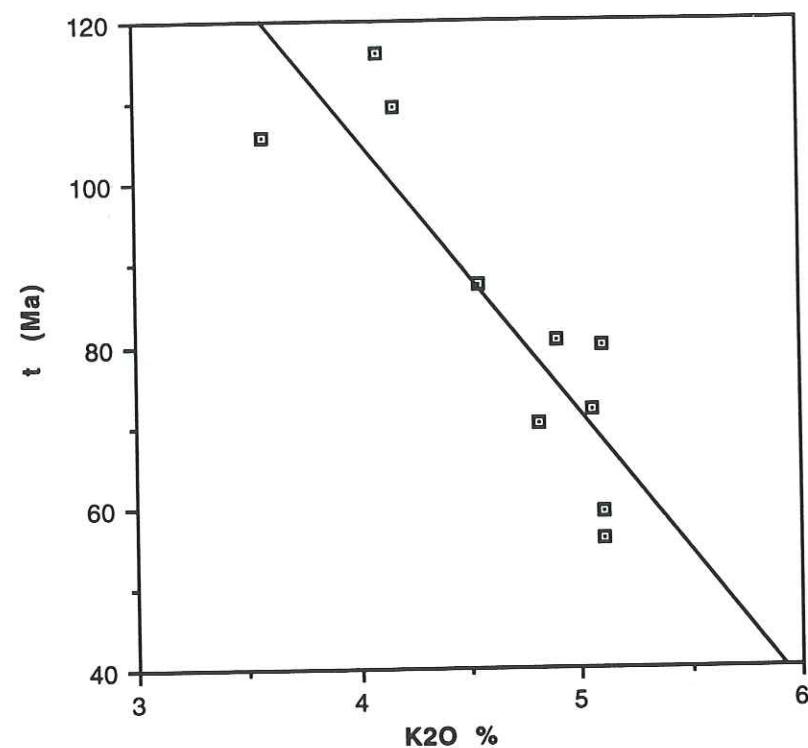


Fig. 46 - Variation de l'âge des apophyllites en fonction de leur teneur en potassium.

Ce comportement isotopique rappelle celui des sels de potassium: sylvinite, carnallite. Ces minéraux subissent des recristallisations successives à chaque événement thermique, tectonique, etc. (Lippolt et Oesterle, 1977; Obradovich et al, 1982).

La conséquence du résultat et de l'interprétation des datations sur les apophyllites est que les mécanismes de la diagenèse commencés vers 145 Ma, telles qu'en témoignent les argiles, ne se termineront que vers 55 Ma. L'intervalle de temps pendant lequel se produisent ces mécanismes dure 90 Ma.

Les tableaux 48 et 49 donnent la composition minéralogique des échantillons de minéraux secondaires des basaltes, non retenus pour la datation car non potassiques.

Tableau 48 - Données minéralogiques d'une fraction argileuse < 2 μ m d'un échantillon de basalte altéré
Formation Serra Geral - Bassin du Paraná - Morro Reuter - RS

Echantillon	Illite \pm I/S > 90% ill., R=3 %	Smectite \pm I/S < 10% ill., R=0 %	Min. access. datables
91 RPSMF 02	Illite 45%	(I/S < 10% ill., R=0) 55%	Mordénite

Tableau 49 - Données minéralogiques des fractions < 2 μ m des échantillons non datés des basaltes altérés
Formation Serra Geral - Bassin du Paraná - RS

Localisations	Echantillons	Minéraux non datés
Estancia Velha (RS)	91 RPSMF 01	Phosphate d'Aluminium, Scolécite
Santa Tereza (RS)	91 RPSMF 05	Laumontite
Morro da Pedra (RS)	91 RPSMF 08	Laumontite
Estancia Velha (RS)	91 RPSMF 09	Laumontite
Estancia Velha (RS)	91 RPSMF 10	Laumontite
Morro Reuter	91 1 APO	minéral non déterminé non datable, $40\text{Ar}/\text{Ar}36 \sim 302$, < 5% radiogénique

REMARQUE: La récapitulation des résultats obtenus fait l'objet des tableaux numéros 51 et 52, au début du chapitre IV, car l'utilisation des âges est le sujet principal de la discussion dans le domaine de la géodynamique

CHAPITRE IV
DISCUSSION: CONTEXTE
GEODYNAMIQUE

CHAPITRE IV

DISCUSSION: CONTEXTE GEODYNAMIQUE

L'objet de ce chapitre sera de confronter les résultats présentés au chapitre précédent à l'histoire tectonique, magmatique, thermique de l'ouverture de l'Atlantique Sud pour vérifier ou non si le modèle décrit dans le chapitre I s'applique à cette région de la planète.

IV - 1. INTRODUCTION

Avant de confronter les résultats obtenus dans le présent travail avec le modèle il faut d'abord rappeler quels étaient les faits qui ont servi à l'établissement de ce modèle.

IV - 1.1. LES DONNEES OBTENUES EN EUROPE

Ces résultats ont été publiés par de nombreux auteurs dont Touray et Bellon (1976); Halliday et Mitchell (1976); Halliday (1978); Halliday (1980); Bonhomme (1982); Bonhomme et al (1983); Halliday et Mitchell (1984); Respaut (1984); Lippolt et al (1985); Bonhomme et al (1987); Lancelot et Vella (1989); Marcoux et al (1990); Respaut et al (1990); Mertz et al (1990); Bonhomme et al (1991); Bril et al (1991) et Dos Santos et Bonhomme (1991). En outre les

références plus anciennes peuvent être trouvées principalement chez **Halliday et Mitchell (1984)** et **Bonhomme et al (1987)**.

De ces travaux il résulte que de très nombreuses occurrences minéralisées sont datées soit du Trias: environ 220 Ma (**Halliday et Mitchell, 1984**) soit du Lias et du Jurassique moyen et supérieur (**Bonhomme, 1982 et Bonhomme et al, 1987**). Les échantillons datés du Trias viennent essentiellement de Grande Bretagne, alors que les échantillons du Jurassique proviennent d'Allemagne et du Massif Central Français. Le matériel daté est principalement l'adulaire associé aux minéralisations en Grande Bretagne avec parfois des "concentrés d'argile". Par contre en Allemagne et en France les minéraux datés sont des argiles dont la localisation dans le filon et l'étude minéralogique ont été particulièrement soignées.

La datation a porté principalement en Allemagne et en France sur les gisements de fluorite, baryte et minerai d'uranium. Au contraire la datation des minerais des métaux de base: Pb, Zn, Cu, Ag, Au, et Sn, W a souvent montré des âges plus anciens que Trias-Jurassique (voir dans **Bril et al, 1991**). Les datations obtenues situent ces minéralisations dans le cortège tectonique et magmatique de la fin de l'orogène Hercynien.

Par contre les âges des minéralisations à F, Ba, U ne correspondent pas à l'orogène Hercynien alors que la tradition lui attribuait la paternité de ces minéralisations. En effet les phénomènes hercyniens étaient réputés être les derniers moteurs thermiques susceptibles de déclencher les mécanismes hydrothermaux, par exemple les intrusions granitiques ultimes.

La surprise a donc été grande de dater des épisodes minéralisateurs à une époque où, apparemment, aucune manifestation thermique visible ne justifiait la présence de circulations hydrothermales.

Mossmann (1991) a compilé toutes les données concernant la datation d'événements diagénétiques en Europe Occidentale, y compris la Mer du Nord (**Lee et al, 1985; Liewing et al, 1987 a et b; Burley et Flisch, 1989; Hamilton et al, 1989; et Mossmann et al, 1991**).

Bonhomme (1987) et Bonhomme et al (1992) ont exploité ces résultats et d'autres pour les inclure dans le même modèle proposé pour l'explication des datations d'argiles liées aux minéralisations.

IV - 1.2. CONTEXTE GEODYNAMIQUE EN EUROPE AU TRIAS-JURASSIQUE

Lemoine (1984 et 1985); Grand (1987); Dumont et Grand (1987) et Boillot (1990) ont décrit les épisodes successifs de l'ouverture de l'Océan Ligure qui est un fragment de la Téthys. D'où il résulte que cette histoire commence au Trias avec en particulier l'épanchement de basaltes alcalins dans un contexte de décrochement. Puis le système entre en contexte d'extension avec subsidence, basculements de blocs, bathymétrie plus profonde, pour se terminer au sommet du Jurassique moyen par un vrai plancher océanique. Cette période s'étale de 220 à 155 Ma environ. La date finale en est marquée par des radiolaires typiques de l'Oxfordien moyen (**De Wever et al, 1987**).

Dans l'Atlantique Nord **Klitgord et Schouten (1986)** montrent que l'ouverture est dans la phase de rifting vers 175 Ma c'est à dire au Bajocien inférieur (**Odin et Odin, 1990**). Peu de documents existent pour la période de pré-rifting au Trias-supérieur et au Lias.

Dans ces conditions les minéralisations et les événements diagénétiques datés de 220 Ma à 140 Ma environ connus en Europe occidentale ont à la fois une localisation géographique proche de l'Atlantique Nord et de l'Océan Ligure en voie d'ouverture, et ils ont le même âge.

IV - 1.3. PRESENTATION DU MODELE

Selon **Bonhomme (1982)** le mécanisme proposé prend en considération les phénomènes liés à la tectonique en extension accompagnant la formation d'un rift. Dans un tel modèle, la remontée éventuelle du manteau, l'augmentation de la température à la base de la lithosphère par l'effet des frictions entre manteau et lithosphère et l'amincissement crustal provoquent un resserrement des isothermes dans la croûte. Les failles normales du système en extension sont autant de chemins permettant la circulation des fluides chauds, convectifs ou non, et favorisant ainsi la remontée des isothermes dans les parties superficielles de la croûte. Ces fluides, et l'onde thermique qu'ils accompagnent, entraînent la diagenèse de sédiments, avec néocrystallisation

d'argile dans les milieux poreux. Ils peuvent aussi altérer les couches profondes de la lithosphère, y dissoudre certains éléments et les redéposer au voisinage de la surface.

Un complément à ce modèle a été donné par **Brunet (1986)**. Elle montre que les phases majeures de tectonique en extension accompagnent les épisodes de subsidence rapide dans les trois bassins sédimentaires principaux de France: Paris, Aquitaine et Sud-Est (**tableau 50**). Les principaux épisodes d'extension se placent vers 200 Ma, 180 Ma, 160 Ma, 130 Ma et 100 Ma.

Le modèle proposé par **Bonhomme (1982)** présente l'inconvénient majeur suivant: alors que les minéralisations tardihercyniennes ont comme moteur thermique la mise en place des granites tardiorogéniques, les minéralisations et les diagenèses mésozoïques ne semblent pas être fondées sur le même apport de chaleur. En fait dans le Bassin Aquitain, **Curnelle et Cabanis (1989)** relèvent un certain nombre de résultats radiochronologiques sur des échantillons de surface et de sondage aux alentours de 190 Ma. **Bellon et al (1986)** ont également daté un basalte alcalin interstratifié dans le Bajocien des Causses vers 170 Ma. Par conséquent ce volcanisme peut être considéré comme un moteur thermique potentiel. Rappelons enfin les épanchements de basalte alcalin dans les Alpes Occidentales Françaises au Trias tout à fait supérieur.

Un exemple de terrain est un bon support de ce modèle. **Ziserman (1980)** a décrit le gisement de fluorite-barite de Chaillac. Ce gisement se compose d'un filon de fluorite vertical daté par adulaire à 178 Ma (**Baubron et al, 1980**). Le filon est associé à un épanchement interstratifié de baryte dans les niveaux sédimentaires hettangiens (**fig. 47**). Cet exemple montre clairement la position stratigraphique du gisement et confirme bien par des arguments non radiochronologiques l'âge de la mise en place de certaines minéralisations.

A la suite de l'examen de cette situation et des résultats obtenus, la question se pose de savoir si le modèle défini au chapitre I peut s'exporter ou non le long de la cote Est de l'Amérique du Sud par rapport à l'Océan Atlantique Sud?

TEMPS MA	DISTENSION BASSINS FRANÇAIS			MERS ET OCEANS VOISINS			
	BASSIN DE PARIS	B.D'AQUITAINE PARENTIS ADOUR	BASSIN DU SUD-EST	ATLANT. CENTRAL	TETHYS LIGURE	ATLANT. G. DE NORD GASCOGNE	MER DU NORD
65	CRETACE SE T C A A B NE						
100				EXPANSION	FERMETURE	DEBUT FERMETURE	
						EXPANSION DEPLACEMENT IBERIE-S-E	
						RIFTING	
150	JURASSIQUE M D L			EXPANSION			
						RIFTING LIMITE	RIFTING
				RIFTING			
200	TRIAS K M B			RIFTING LIMITE		RIFTING LIMITE	RIFTING
230							

Tableau 50 - Principales phases d'extension au Mésozoïque, dans les grands bassins sédimentaires français et les océans voisins (d'après Brunet, 1986)

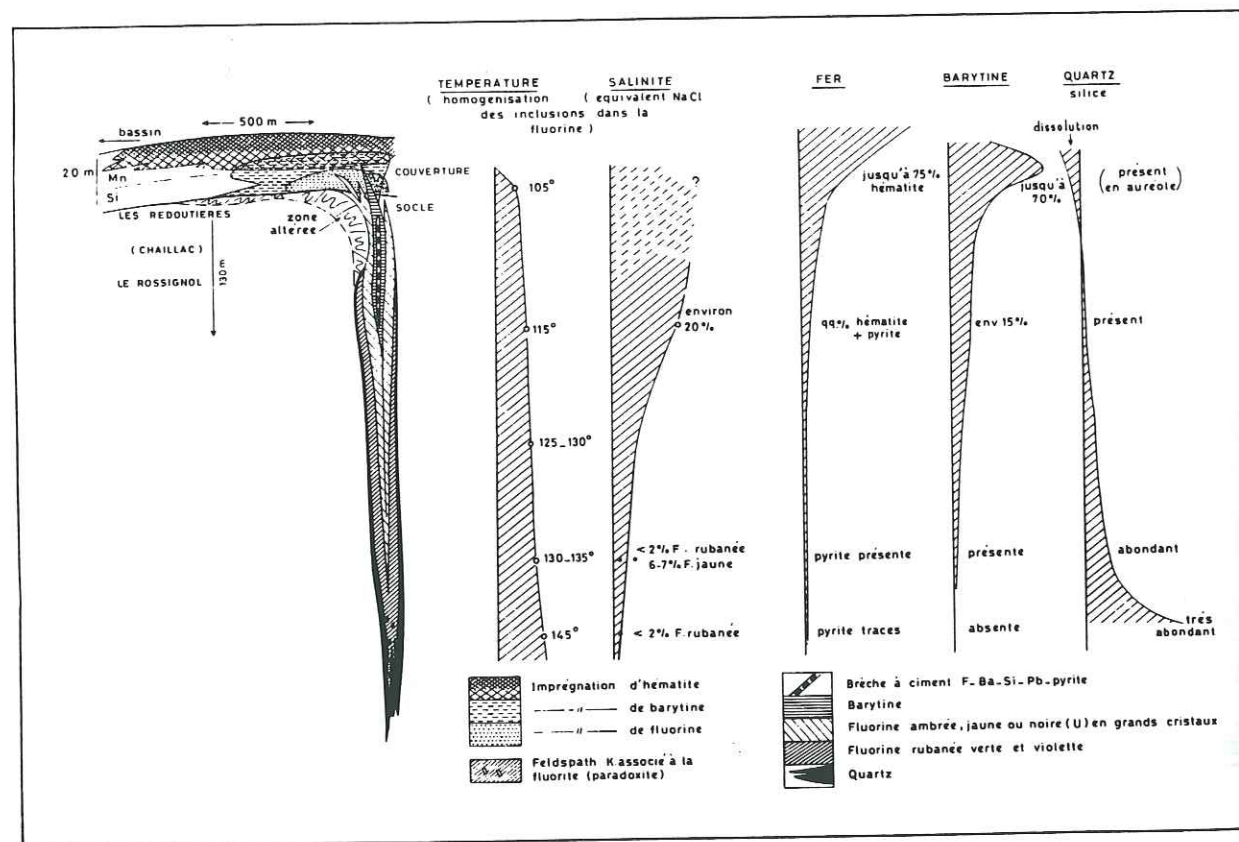


Fig. 47 - Modèle schématique des filons fluo-barytiques du gisement Rossignol - Redoutières, Indre, France (d'après Ziserman, 1980)



Fig. 48 - Schéma géographique de l'Amérique du Sud et localisation des sites étudiés

IV - 2. RECAPITULATION DES RESULTATS OBTENUS EN AMERIQUE DU SUD

IV - 2.1. TABLEAUX GENERAUX

Avant de discuter la pertinence du modèle pour l'Amérique du Sud les tableaux 51 et 52 rappellent l'ensemble des résultats obtenus dans le présent travail (les localisations des sites étudiés sont reportées sur la fig. 48).

Tableau 51- RESULTATS DES DATATIONS DE MINERALISATIONS ET INTERPRETATIONS

Localisation	Matériel	Âges (Ma)	Méthode	Interprétation
District de Criciúma (SC)	argiles	86	1	âge de la minéralisation = âge tectonique FI.
	argiles	529	1	âge de l'encaissant
		500	2	âge de l'encaissant
Sierra Grande (Argentine)	argiles	197	1	métamorphisme faible
	argiles	118	1	âge de la minéralisation - FI.
	feldspaths	~ 170	1	début d'altération hydrothermale
Vallée du Ribeira (Pr et SP)	argiles	260	1	mécanisme karstique à Sete Barras
	argiles	400	1	mécanisme karstique à Mato Dentro
Poços de Caldas (MG)	argiles + feldspaths	87	1	deux hypothèses:
		67	1	1- 87 et 84 mise en place du massif alcalin et 67 âge de la minéralisation - U
		84	2	2- 87 et 84 âge de la minéralisation - U et 67 âge de l'intempérisation
Tanguá (RJ)	feldspaths	51	1	âge probable de la minéralisation - FI.
Itataia (CE)	argiles	292	1	âge de l'albitisation ± minéralisation - U
São José de Espinharas (PB)	albités	201	1	âge de l'albitisation ± minéralisation - U

1 - K/Ar, 2 - Rb/Sr

FI: fluorite, U: uranium

Tableau 52- RESULTATS DES DATATIONS DE DIAGENESE ET INTERPRETATIONS

Localisation	Matériel	Âges (Ma)	Méthode	Interprétation
2TB 1 SP	argiles	138 - 129	1	âge de la diagenèse haute température
	argiles	119 - 102	1	âge de la diagenèse basse température
	argiles	119	2	âge de la diagenèse basse température
2 AL 1 SC	argiles	268	1	âge du matériel détritique
2 CS 1 PR	argiles	145	1	âge de la diagenèse
1 CS 2 PR	argiles	195	1	âge de la diagenèse
2 RP 1 PR	argiles	188	1	âge de la diagenèse
2 RI 1 PR	argiles	220	1	âge de la diagenèse ou du matériel détritique
2 AR 1 SP	argiles	280 - 370	1	âge du matériel détritique
Basaltes localisations diverses dans le Bassin du Paraná	feldspath	133	1	basalte non altéré
	feldspath	96	1	basalte altéré
	argiles	160 - 128	1	argiles d'altération
	argiles	83 ?	2	mécanisme d'altération
	céladonites	122	1	mécanisme d'altération
	apophyllites	116 - 56	1	recristallisations successives

Interprétation des résultats radiochronologiques K/Ar et Rb/Sr sur les argiles de la Formation Furnas et les minéraux primaires et secondaires des basaltes de la Formation Serra Geral dans le Bassin du Paraná.

IV - 2.2. CLASSIFICATION DES AGES DETERMINES DANS LE PRESENT TRAVAIL

Les datations présentées dans les tableaux récapitulatifs 51 et 52 sont assorties de l'interprétation la plus probable en fonction des données minéralogiques, isotopiques et de terrain.

On peut distinguer trois catégories de résultats, classés par âge: supérieur à 250 Ma, de 220 Ma à 170 Ma et inférieur à 160 Ma.

Les âges supérieurs à 200 Ma regroupent diverses interprétations: 1- les âges K/Ar et Rb/Sr voisins de 500 Ma dans le district de Criciúma représentent l'âge de l'encaissant métamorphique Brasileiro (Pan-African) non altéré; 2- les argiles des deux sites de la vallée du Ribeira sont interprétés, jusqu'à preuve du contraire, comme l'effet de mécanismes karstiques dans les calcaires métamorphiques (Groupe Açungui, métamorphisé dans le cycle Brasileiro); 3- à Itataia les argiles et les albités ont révélé un âge de 292 Ma qui a été mis en rapport avec les intrusions anorogéniques

carbonifères d'Afrique de l'Ouest et les gisements uranifères du Niger; 4- parmi les argiles provenant des sondages forés dans le Bassin du Paraná, Formation Furnas du Silurien, seuls deux résultats indiquent des âges de provenance détritique; dans les puits 2 AL - 1 SC et 2 AR - 1 SP, situés aux extrémités sud et nord du bassin.

Une série de datations a révélé des âges compris entre 220 Ma et 188 Ma. Ces résultats concernent d'une part la minéralisation uranifère de São José de Espinharas et d'autre part trois sondages dans la Formation Furnas du Bassin du Paraná. Sur le seul plan de la chronologie ces résultats peuvent être et ont déjà été mis en rapport par d'autres auteurs avec la tectonique de l'Atlantique Central (voir chapitre IV - 6.3).

Toutes les autres datations se rangent dans l'intervalle de temps 160-50 Ma. Cet intervalle est considéré comme englobant toute l'histoire de la séparation Afrique-Amérique du Sud et de ses corollaires magmatiques, en particulier au niveau des roches alcalines. Parmi toutes les données on peut distinguer le résultat obtenu dans le district de Criciúma: l'âge de 86 Ma attribué à la minéralisation correspond exactement à l'interprétation proposée par les tectoniciens pour la mise en place de ces filons. La datation de la diagenèse dans la Formation Furnas, Bassin du Paraná, a montré l'existence d'un épisode de haute température qui a le même âge que l'extrusion des basaltes et peut par conséquent être attribué à leur influence thermique.

Cette dernière catégorie de résultats entre précisément dans le cadre du présent travail.

IV - 2.3. CAS PARTICULIERS

Dans le cas des minéralisations de la vallée du Ribeira (Mato Dentro et Sete Barras) l'interprétation retenue attribue les deux âges différents à un mécanisme d'altération des argiles par un phénomène karstique. Cette interprétation n'est pas définitive. En effet les argiles ont été prélevées à faibles profondeurs. D'autre part les âges sont différents pour deux gisements distants de quelques dizaines de kilomètres, ce qui paraît étrange vu l'identité des conditions climatiques. Mais ces deux datations situent les altérations des argiles en dehors à la fois du métamorphisme Brasileiro

(700 à 500 Ma) et de phénomènes tectoniques et magmatiques liés à la distension de l'Atlantique Sud (150 à 50 Ma). Malheureusement, la seule localisation où les arguments stratigraphiques sont clairs: à Mato Preto la minéralisation en fluorite se trouve à l'intérieur de la roche alcaline, elle lui est donc postérieure, ne s'est pas prêtée à la moindre datation.

Le cas de la région de Sierra Grande en Patagonie, Argentine, est un peu différent: entre 200 et 170 Ma se met en place un arc magmatique avec des épanchements volcaniques importants. Ceci explique les âges de l'ordre de 170 Ma, alors que partout ailleurs aucune donnée ne se situe entre 185 et 160 Ma. Autrement dit, la mise en évidence des âges entre environ 200 Ma d'une part et plus jeune que 150 Ma d'autre part, est tout à fait justifiée par l'histoire géologique régionale.

Parmi les datations d'argiles collectées dans la Formation Furnas, le cas de celles provenant du sondage 2 RI - 1 PR est ambigu. L'âge, 220 Ma, est intermédiaire entre les âges de matériel détritique et celui de la diagenèse de 200 Ma environ. L'examen minéralogique de ces argiles avait montré l'ambiguïté de l'interprétation: diagenèse ou détritisme. On peut résoudre cette ambiguïté en considérant qu'une fraction de l'argile analysée est d'origine détritique, le reste étant d'origine diagénétique. La fraction détritique peut avoir un âge ancien comme pour les puits 2 AL - 1 SC et 2 AR - 1 SP. La partie diagénétique a un âge de 200 Ma ou de 130 Ma. Le mélange de ces deux fractions fournit nécessairement un âge final intermédiaire. Evidemment ce raisonnement n'est valable que si les âges sont significativement différents, ce qui est le cas parce que les intervalles de confiance ne se recouvrent pas.

IV - 3. LES AGES DE MINERALISATIONS ET LE MODELE TECTONIQUE

Les occurrences minéralisées qui ont été datées fournissent des résultats entre 118 et 51 Ma. L'objet du présent paragraphe est d'examiner si ces résultats s'accordent avec le modèle rappelé ci-dessus.

IV - 3.1. LES AGES DE MINERALISATIONS MESURES ET LE MODELE TECTONIQUE

Dans le district de Criciúma deux résultats principaux ont été obtenus: les fractions argileuses de l'encaissant ont confirmé l'âge tardi-Brasiliano qui était attendu, au contraire les argiles néoformées ont fourni un âge de 86 Ma. Cette valeur est considérée comme l'âge de la minéralisation parce que elle s'applique à des fractions fines exemptes de titane, de composition minéralogique illitique et confirmant les données obtenues à partir de l'étude tectonique. Cette dernière étude a montré que le métallotecte dans lequel s'installent les filons est lié à l'ouverture de l'Atlantique Sud (**Bastos Neto et al, 1991b**).

Dans la région de Sierra Grande l'âge de 118 Ma est malheureusement unique en raison de la difficulté du prélèvement et de la rareté des argiles liées aux filons de fluorite. Cependant le résultat confirme la position stratigraphique des minéralisations: recoupant le Groupe Marifil d'âge Jurassique supérieur, il est normal de leur trouver un âge Crétacé. D'autre part l'orientation EW du filon peut raisonnablement être mise en relation avec la tectonique en extension.

Les deux occurrences liées à des roches alcalines ont respectivement donné les âges de 87 à 67 Ma pour Poços de Caldas et de 51 Ma pour Tanguá. Dans les deux cas on peut penser que l'âge de la minéralisation est plus jeune que celui de l'intrusion d'environ 15 à 20 Ma. Dans tout les cas comme c'était prévu, l'âge se situe encore dans l'intervalle de temps qui suit les intrusions alcalines, elles mêmes liées à la tectonique de l'Atlantique Sud.

Toutes ces minéralisations se mettent en place dans la période connue comme celle pendant laquelle se déroulent les phases successives d'ouverture de l'Atlantique Sud.

Par contre les deux occurrences de fluorite de la vallée du Ribeira ne semblent pas entrer dans ce schéma.

Le cas de l'occurrence uranifère de São José de Espinharas est différent: en effet l'âge de 200 Ma peut être considéré soit de la même manière que celui de Itataia ou de la vallée du Ribeira, soit être mis en rapport avec l'épisode précédent de fragmentation du Gondwana. Dans le premier cas le résultat n'a qu'une signification locale. Dans le second cas au contraire, c'est l'influence de

l'ouverture de l'Atlantique Central qui est en cause. Une série de datations déjà publiées sur des roches magmatiques et sur des argiles diagénétiques conduit à choisir la seconde interprétation.

Les âges mesurés sur certaines minéralisations confirment le modèle qui met en relation tectonique en extension active et venues minéralisantes.

IV - 3.2. LES TYPES DE MINERAI ET LE MODELE TECTONIQUE

Les gîtes datés et dont l'âge respecte le modèle produisent de la fluorite avec un peu de barite (Criciúma) et de l'uranium. Cette observation est identique à celle faite par **Bonhomme et al (1987)**. Ces auteurs montrent également que l'essentiel des datations comprises en Europe dans l'intervalle de temps pendant lequel a lieu la tectonique active d'extension, porte sur des gisements à F, Ba et U. Au contraire, la plupart des gisements de métaux de base ou précieux: Pb, Cu, Ag, Au, W, Sn, etc; sont plus anciens et de même âge que les dernières manifestations magmatiques et tectoniques de l'orogène précédent. Aucune occurrence de ce type n'a pu être échantillonnée en Amérique du Sud. Les données paléomagnétiques fournies par **Symons (1994)** semblent indiquer pour les gisements de fluorite du centre des Etats-Unis un âge de 160 à 150 Ma, confirmant le modèle liant ce type de minéralisation avec la tectonique extensive tel qu'il a été défini en Europe.

IV - 3.3. CONCLUSIONS

a) Une partie des gisements à F, Ba et U s'est effectivement mise en place dans les conditions de la tectonique en extension, aussi bien en liaison avec l'Atlantique Sud de 118 à 51 Ma, qu'avec l'Atlantique Central: 201 Ma.

b) Par contre un gisement a été attribué à une episyéénitisation anorogénique: Itataia et deux autres sont supposés être liés à un mécanisme de karstification: Sete Barras et Mato Dentro.

IV - 4. LES AGES DE DIAGENESE ET LE MODELE TECTONIQUE

IV - 4.1. AGES ET TYPES D'EVENEMENTS

Dans l'étude de la diagenèse fondée sur les résultats obtenus dans le puits 2 TB - 1 SP on a pu distinguer deux événements diagénétiques: l'un daté de 138 à 129 Ma correspond à un épisode de haute température, l'autre daté entre 119 et 102 Ma est supposé relié à un second épisode de température plus basse. Le premier événement, aux erreurs d'expérience près, a exactement le même âge que les basaltes. Dans le présent travail le seul âge considéré comme valable pour les basaltes du Bassin du Paraná est donné par la méthode de datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Baksi et al, 1992; Renne et al, 1992 a et b). L'âge obtenu est de 132 ± 1 Ma, ce qui constitue le même résultat que la fourchette 138 à 129 Ma mesurée pour la diagenèse de haute température.

Cette valeur est confirmée par celle obtenue dans le puits 2 CS - 1 PR. L'échantillon 3811 m provenant de ce sondage a été analysé à la fois dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$ et dans la fraction $< 0,4 \mu\text{m}$. Les deux fractions donnent la même valeur au million d'années près. Ceci signifie que la nécessité d'utiliser les fractions ultra-fines ne se vérifie pas dans le cas de cette diagenèse de haute température. La transformation diagénétique des argiles au stade 2M est suffisamment intense pour que tout le matériel phyllosilicaté soit entièrement recristallisé, quelle que soit sa taille.

La répartition géographique des résultats montre: 1- la diagenèse de haute température s'observe au centre du Bassin du Paraná 2 TB - 1 SP et 2 CS - 1 PR; 2- La diagenèse de basse température n'a été détectée que dans le puits 2 TB - 1 SP par les deux méthodes K/Ar et Rb/Sr; 3- les sondages les plus méridionaux et septentrionaux révèlent la présence de matériel détritique; et 4- deux sondages 1 CS - 2 PR et 2 RP - 1 PR semblent montrer l'existence d'un épisode diagénétique plus ancien vers 190 Ma. França et Potter (1991) montrent que dans le Groupe Itararé du puits 1 CS - 2 PR, la porosité secondaire est obtenue dans des grès hautement fracturés et dans des corps de diabase. Cette porosité est due à une séquence d'événements diagénétiques: perte de porosité par cimentation, puis par compaction, gain de porosité par décarbonatation et perte de porosité par

cimentation. Ils en concluent que la diagenèse atteint le stade mature B de la mésogenèse. On peut supposer que les dates ici mesurées correspondent à cette dernière phase.

La conséquence de tous ces résultats est l'extrême variabilité de la réponse diagénétique fournie par les argiles: un tel schéma suggère que cette réponse se fait à l'échelle locale et non pas à l'échelle de tout le bassin. Dans ces conditions il n'est pas surprenant de trouver sur les bords du bassin la présence de matériel détritique non encore transformé par la diagenèse.

IV - 4.2. MECANISMES POSSIBLES DE LA DIAGENESE

Selon Meunier et al (1987) et Harvey et Browne (1991) la présence d'illite 2M et d'interstratifié illite-paragonite correspond à un épisode d'altération hydrothermale de température supérieure à 180°C . Ceci entre dans le contexte ici appelé diagenèse de haute température dans le puits 2 TB - 1 SP. Les analyses minéralogiques des échantillons de la diagenèse de basse température n'ont pas de caractérisation suffisamment précise pour que l'on puisse leur attribuer une position aussi claire.

Dans le puits 2 CS - 1 PR la présence de I/S de type R_3 situe également ce matériel dans un domaine de température entre 180 et 200°C . Ceci confirme l'interprétation de França et Potter (1991) lesquels ont montré que la diagenèse est très intense dans ce puits.

Les mêmes interstratifiés I/S de type R_3 s'observent dans le puits 2 RP - 1 PR où logiquement les conditions d'altération diagénétique doivent être sensiblement identiques.

Ceci signifie que les deux épisodes diagénétiques de 200 Ma et 140 Ma se déroulent dans des conditions assez semblables. Par conséquent ce qui est attribué au flux thermique lié à la mise en place des basaltes vers 132 Ma et qui a provoqué la diagenèse de haute température dans le puits 2 TB - 1 SP, a du avoir lieu ailleurs dans le Bassin du Paraná vers 200 Ma et dans des conditions physico-chimiques sensiblement égales. En d'autres termes les données minéralogiques et radiochronologiques démontrent que les deux épisodes diagénétiques de 200 et 132 Ma sont d'intensité comparable.

Surdam et al (1989) et **Huang (1990)** ont montré que la diagenèse de basse température (~25°C) pouvait néoformer des illites. Cependant dans le cas de la Formation Furnas, les températures atteintes sont toujours très élevées ce qui justifie la datation, car la néoformation est alors prédominante, même au niveau de la fraction < 2 µm. Ceci a été confirmé par l'examen au MEB et par les caractéristiques minéralogiques des illites. Comme ces argiles sont mécaniquement fragiles et donc facilement séparables (**Scholle, 1979**), il y a peu de risques de mélange avec des fractions héritées.

La conséquence de cette observation est la dispersion apparente des âges mesurés. En effet, selon les localisations l'épisode diagénétique de 200 Ma ou celui de 132 Ma auront été dominants. Dans un cas, si l'épisode de 200 Ma est localement le plus chaud, les argiles formées n'auront pas été remises à zéro lors de l'épisode de 132 Ma. Dans le second cas, ce dernier est le plus chaud, le chronomètre argile est remis à zéro et la date de 132 Ma est enregistrée, surtout si l'événement est très momentané à l'échelle géologique (**Robert, 1985**).

IV - 4.3. CONCLUSIONS

a) Deux épisodes diagénétiques de haute température ont été mis en évidence: l'un vers 200 Ma et l'autre vers 132 Ma. Un mécanisme tardif de plus basse température suit le deuxième événement chaud entre 119 et 102 Ma.

b) les deux épisodes datés entre 145 et 102 Ma sont contemporains de l'ouverture de l'Atlantique Sud.

c) l'autre épisode de haute température, vers 200 Ma se produit à l'époque de la première fragmentation du Gondwana.

IV - 5. LES BASALTES DU BASSIN DU PARANÁ ET LEUR ALTERATION

IV - 5.1. LES BASALTES DU PARANÁ: MAGMATISME, PALEOMAGNETISME, AGE ET DUREE

Peate et al (1992) après **Peate et al (1988 et 1990)** ont défini une stratigraphie chimique des laves du Bassin du Paraná (Formation Serra Geral). De leur travail il résulte que l'on peut distinguer six formations différentes caractérisées principalement par leur type: basalte tholeitique ou rhyolite, et leur teneur basse ou élevée en TiO₂ (**Marques et al, 1988**). Ces six formations se répartissent du sud au nord et peuvent être placées suivant une coupe de type stratigraphique (**fig. 49**).

Les données paléomagnétiques indiquent que les taux d'émission de laves, principalement dans la partie nord du bassin, ont pu épancher jusqu'à 250 m d'épaisseur en un cycle de variation séculaire, c'est à dire en 2000 à 4000 ans. Ces indications sur les taux d'émission de laves sont aussi confirmées par les résultats utilisant l'échelle des inversions géomagnétiques. Pour le volcanisme de la Formation Serra Geral les intervalles de changement de polarité sont inférieurs à 1 million d'années. Comme la série étudiée ne comporte que très peu d'inversions, il s'ensuit que l'épaisseur totale de ces volcanites (400 à 1700 m) a été émise en un à quelques millions d'années (**Bellièni et al, 1984**).

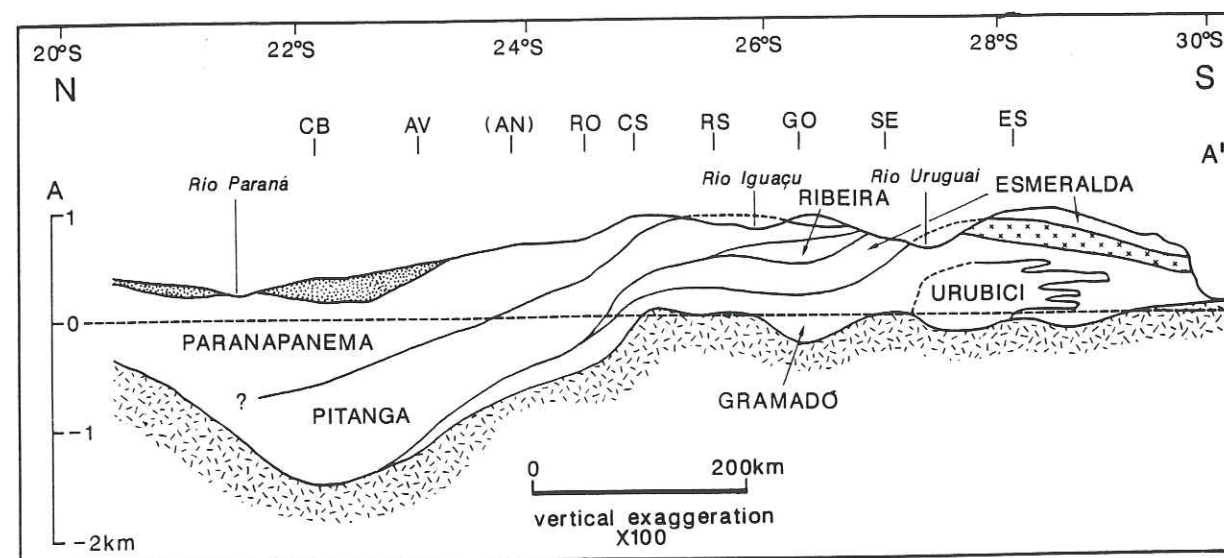


Fig. 49 - Coupe schématique N-S le long du méridien 52°W montrant la stratigraphie interne de la séquence lavique du Bassin du Paraná, fondée principalement sur les données de sondage (voir figure 43, chapitre III). La superposition des unités définies par chaque type magmatique suggère une migration des centres éruptif du Sud vers le Nord (d'après Peate et al, 1992)

L'âge des volcanites de la Formation Serra Geral est actuellement un sujet de controverse. En effet **Rocha Campos et al (1989)** placent ces roches entre 160 et 100 Ma. Les mesures ont été obtenues par la méthode K/Ar sur roche totale et sur quelques feldspaths. Il ne semble pas avoir de différence systématique entre basaltes et rhyolites. Toutefois il semble que certains échantillons du sud Paraná soient plus jeunes, environ 120 Ma. De même **Erlank et al (1984)** rapportent un certain nombre de résultats portant sur le Massif d'Etendeka pour lesquels l'échelle des âges va de 148 à 88 Ma. Les mêmes auteurs présentent deux datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dont les résultats sont: de mauvais plateaux à 121 et 125-130 Ma avec de forts excès d'argon pour les paliers de basse et haute température. **Fodor et al (1989)** donnent des résultats comparables obtenus par la méthode K/Ar conventionnelle: 129 à 109 Ma. Ces auteurs discutent également la dispersion des âges en faisant remarquer que les intervalles de temps nécessaires à l'emplacement de volcanisme extensif sont généralement de quelques millions d'années. **White et Mackenzie (1989)** font la même remarque: le tableau qu'ils présentent recense les durées de mise en place des basaltes de trapp. Aucune de ces durées n'excède 4 millions d'années (voir tableau 1 chapitre I).

Cependant **Turner et al (1994)** ont étudié plus complètement les basaltes du Paraná par la datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ à l'aide de pointés laser. Ils concluent que l'épanchement de ces basaltes évolue de l'WNW vers l'ESE entre 137 et 126 Ma en suivant la migration du point chaud Tristan da Cunha (fig. 50).

Baksi et al (1992), **Renne et al (1992 a et b)** ont également appliqué systématiquement la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Au contraire de la méthode conventionnelle K/Ar et des données de **Turner et al (1994)**, les résultats sont très groupés à 132 ± 1 Ma. Une telle valeur et une telle durée sont beaucoup mieux compatibles avec les données stratigraphiques, paléomagnétiques et le modèle de mise en place de basaltes de trapp. C'est par conséquent cette interprétation qui a été choisie pour le présent travail.

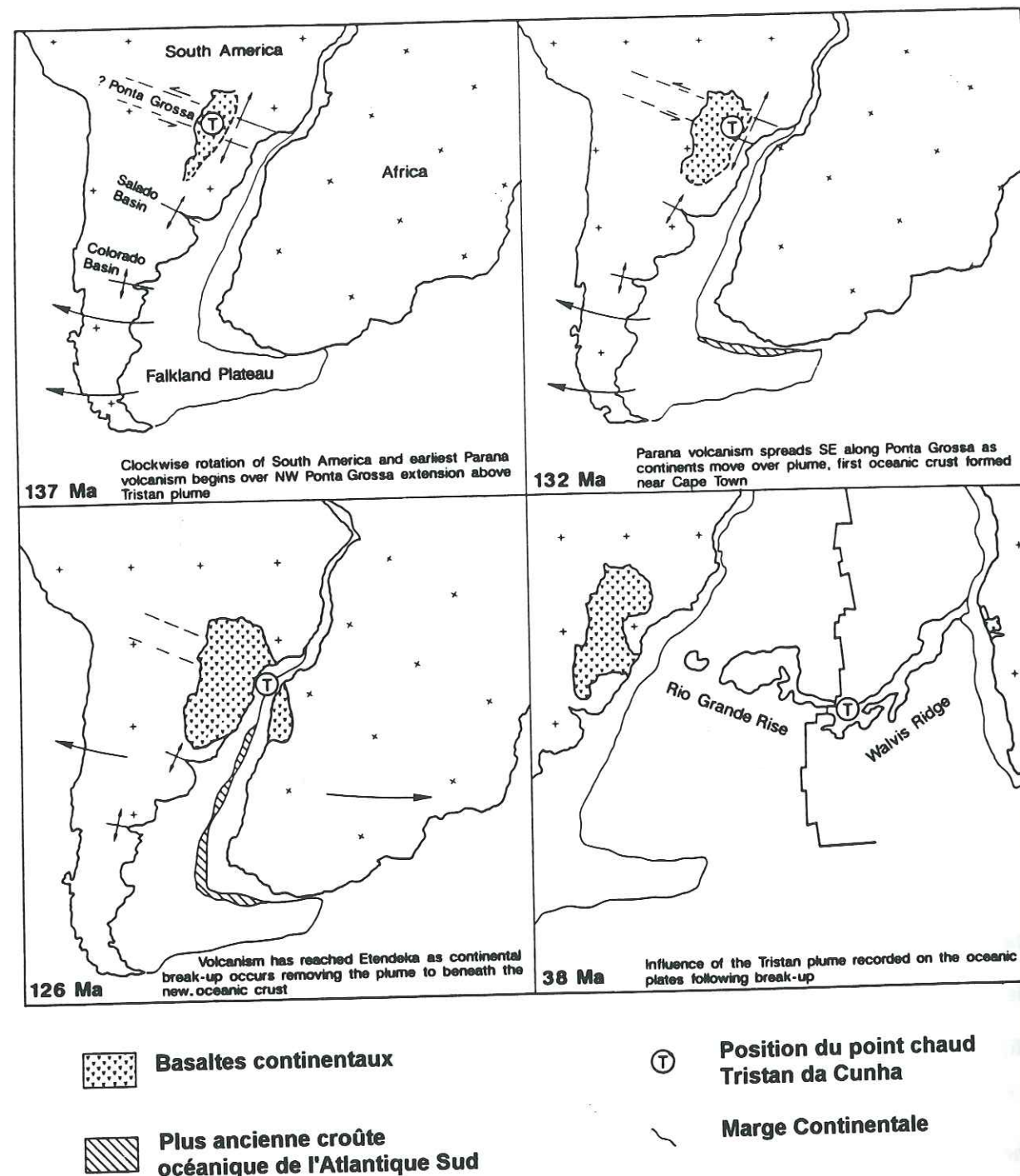


Fig. 50 - Relations supposées entre le magmatisme, le rifting et le point chaud Tristan da Cunha, à 137, 132, 126 et 38 Ma (d'après Turner et al, 1994)

137 Ma Rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de l'Amérique du Sud. Début du volcanisme du Paraná sur le point chaud Tristan da Cunha au NW de l'extension de l'arc de Ponta Grossa.
 132 Ma Le volcanisme du Paraná migre vers le SE en suivant la migration du continent au-dessus du point chaud, la première croûte océanique se forme au large du Cap de Bonne Espérance.
 126 Ma Le volcanisme atteint Etendeka lorsque l'ouverture océanique a lieu, reportant le point chaud sous la nouvelle croûte océanique.
 38 Ma Influence du point chaud de Tristan da Cunha enregistrée sur les plaques océaniques après la séparation.

Une discussion du même type a eu lieu à propos des basaltes du Deccan. Courtillet et al (1986) ont fait la compilation des âges K/Ar conventionnels, d'où il ressort que ces résultats sont très dispersés entre 85 et 30 Ma. Au contraire Courtillet et al (1988) et Duncan et Pyle (1988) ont montré que les âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ne sont valables que sur peu d'échantillons, parce que la majorité des roches totales est altérée et que la seule fraction datable correctement est la fraction plagioclase, mais pas toujours. En tenant compte des seuls résultats valables et des données paleomagnétiques, ils concluent à l'émission des basaltes du Deccan dans un intervalle de temps très court: inférieur ou égal à un million d'années, comme pour les basaltes du Paraná.

La similitude des deux exemples: Deccan et Paraná est encore vérifiée par la datation de trois apophyllites du Deccan datées de 50 à 30 Ma environ (tableau 53), ce qui est le même âge que l'âge K/Ar le plus jeune mesuré sur roche totale (Alexander, 1976).

L'exemple des basaltes du Deccan confirme la généralité des altérations de type diagénétique dans les basaltes après leur mise en place et du danger de leur datation K/Ar en roche totale sans précautions.

Tableau 53 - Données analytiques potassium - argon sur les apophyllites du Deccan

Localisation	Echantillons	K ₂ O %	⁴⁰ Ar rad %	⁴⁰ Ar rad (nl/g)	t (Ma ± 1 σ)	⁴⁰ K/ ³⁶ Ar (x10 ³)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
Poona	92 MB 01 Apo	4,55	49,3	4,24	28,6 ± 1,2	171,2	582,7
	92 MB 02 Apo	3,07	57,7	4,92	49,0 ± 1,5	139,5	698,0
	92 MB 03 Apo	4,73	52,7	5,03	32,7 ± 3,7	172,2	625,2

IV - 5.2. LES AGES DES MINÉRAUX DES BASALTES ET LEUR EXPLICATION

Les âges mesurés dans le présent travail sont les suivants:

- un plagioclase non altéré est daté de 133 Ma,
- deux plagioclases altérés sont datés de 96 Ma,
- une céladonite d'altération est datée de 128 Ma,
- cinq céladonites liées aux vacuoles à quartz s'étagent de 122 à 75 Ma,
- onze apophyllites de remplissage de vacuoles se répartissent de 116 à 56 Ma.

Il faut noter tout d'abord que l'intervalle de temps défini par toutes ces mesures: 133 à 56 Ma couvre la période pendant laquelle ont été datées les minéralisations et les diagenèses d'âge crétacé. D'autre part tous les minéraux datés sont tous formés ou altérés à partir des roches basaltiques. Seul le plagioclase non altéré montre un âge très voisin, et égal aux erreurs d'expérience près, à celui retenu pour la mise en place de ces basaltes: 132 ± 1 Ma. Ceci signifie que la date de 133 Ma est la borne antérieure de l'intervalle de temps pendant lequel ont lieu tous les phénomènes d'altération des basaltes.

L'âge de 56 Ma de la plus jeune apophyllite est très proche de celui de la minéralisation la plus jeune: Tanguá, 51 Ma. Cette dernière valeur étant celle de l'altération hydrothermale de l'une des plus récentes intrusions alcalines et les apophyllites étant des minéraux sensibles à toute recristallisation, cet âge de 56 Ma peut être considéré comme marquant la fin des phénomènes d'altération.

Dans le paragraphe qui concerne la datation des mécanismes diagénétiques dans les sédiments du Bassin du Paraná, deux épisodes ont été mis en évidence. Le premier daté entre 145 et 128 Ma correspond à un phénomène de haute température et son âge encadre la mise en place des basaltes à 132 Ma, confirmé par l'âge du plagioclase non altéré à 133 Ma. On peut donc considérer que mise en place des basaltes et diagenèse de haute température sont contemporaines, et que l'élévation de température liée à l'épanchement des volcanites est la cause de cette diagenèse.

En dehors des échantillons du puits 2 TB - 1 SP seule la céladonite 1013G montre un âge égal à celui de la diagenèse de haute température. Tous les autres minéraux d'altération des basaltes se situent entre 122 et 56 Ma. Ce laps de temps inclut l'intervalle de temps défini dans le puits 2 TB - 1 SP comme celui de la diagenèse de basse température: 119 à 102 Ma. Mais dans l'étude détaillée des résultats de ce puits il avait été suggéré que la diagenèse de basse température pouvait être plus jeune que 102 Ma, la transformation des argiles de haute température par l'événement diagénétique secondaire pouvait être incomplète, comme la remise à zéro du chronomètre. Dans ce conditions on peut considérer que la diagenèse de basse température occupe sensiblement le même espace de temps que les minéralisations et les intrusions alcalines c'est à dire qu'elle continue jusque vers 50 Ma.

IV - 5.3. LES CONSEQUENCES DE L'ALTERATION DU CHRONOMETRE BASALTE

Un basalte est constitué de phases potassiques et non potassiques. La partie potassique est l'élément essentiel du chronomètre K/Ar, elle comprend les plagioclases, les microlites et le verre. Les microlites et le verre sont des parties fragiles dont l'altération est facile, et aboutit généralement à des argiles de types smectitique et/ou chloriteux. Cette recristallisation provoque évidemment la perte totale ou partielle de l'argon radiogénique accumulé. Le plagioclase est moins sensible à ce genre d'altération à cause de sa plus grande taille.

Dans ces un basalte altéré paraîtra d'autant plus rajeuni que le taux d'altération sera plus élevé. Dans le cas des basaltes du Bassin du Paraná, les mesures effectuées sur tous les minéraux différents et l'incidence de tous les types d'altération vont avoir pour conséquence de rajeunir un grand nombre de résultats. On peut trouver la description des mécanismes d'altération et de leurs différents produits dans **Murata et al (1987)**, **Meunier et al (1988)**, **Gonçalves et al (1990)** et **Scopel (en préparation)**.

Tout ceci explique pourquoi la datation K/Ar en roche totale des basaltes du Bassin du Paraná donne des résultats dispersés entre 160 et 100 Ma (**Rocha Campos et al, 1989**). Le même phénomène a été observé par **Faure et Mensing (1993)** qui expliquent le même comportement isotopique par le même mécanisme. **Sutter (1988)** a également montré l'altération diagénétique de l'âge de basaltes alcalins dans le Bassin de Newark de 190 à 175 Ma (côte Est de l'Amérique du Nord). Ceci veut dire que les âges mesurés sans précaution sur les roches totales peuvent être le plus souvent faux, si la série dans laquelle se trouvent ces basaltes a subi un ou plusieurs événements diagénétiques intenses.

L'opinion de **Turner et al (1994)** pourrait conduire à revoir cette interprétation. La mise en évidence d'âges $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ répartis entre 137 et 126 Ma s'accorde bien avec la répartition mesurée dans le présent travail des âges de diagenèse entre 145 et 130 Ma. Cependant, ceci pose le problème de la valeur de ces mesures sur des feldspaths dont certains, dans ce travail, montrent des âges K/Ar altérés par des mécanismes de type diagénétique. En effet, les feldspaths sont moins sensibles à l'altération diagénétique que le verre basaltique, ou les microlites, mais leurs âges K/Ar sont modifiés dans 2 cas sur 3 mesurés. La dispersion des résultats publiés par **Turner et al (1994)**

eux-mêmes est importante et les âges les plus écartés de la moyenne ne sont pas retenus dans la discussion. Tout ceci suggère que la dialectique entre mise en place quasi instantanée ou sur un long intervalle de temps des basaltes du Parant, n'est pas encore résolue, malgré les arguments paléomagnétiques.

IV - 5.4. CONCLUSIONS

- a) Les basaltes de la Formation Serra Geral dans le Bassin du Paraná ont subi les mêmes mécanismes diagénétiques que les sédiments.
- b) La diagenèse de haute température est peu visible car elle a le même âge que les basaltes, les arguments de terrain disponibles ne permettant pas de décider si leur influence thermique est directe, indirecte ou nulle.
- c) La diagenèse de basse température a, au contraire, une influence majeure. Elle altère les basaltes et provoque la formation de minéraux secondaires dont les âges sont répartis entre 120 et 56 Ma.
- d) En conséquence les âges K/Ar publiés dans la littérature sont entachés d'erreur et leur répartition entre 160 et 100 Ma est un artefact du à la migration et/ou à la perte d'argon radiogénique.

IV - 6. HISTOIRE GEOLOGIQUE ET RADIOCHRONOLOGIQUE DE L'EST DU BRESIL ENTRE 200 ET 50 MA

Toutes les données radiochronologiques vont être resituées dans leurs contextes géodynamiques respectifs: vers 140-130 Ma, entre 120-50 Ma et autour de 200 Ma. Un paragraphe ultime cherchera à proposer un mécanisme pour les minéralisations en contexte extensif, et tentera d'en tirer les conséquences méthodologiques sur le plan de la datation.

IV - 6.1. LES EVENEMENTS DATES DE 140 A 130 MA

Nürnberg et Müller (1991) décrivent les étapes de l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud qu'ils désignent sous le nom de système de rift progressif. Dans ce cadre et dans sa description générale de l'évolution d'un rift Boillot (1990) définit un stade pré-rift puis un stade rift. Le premier stade est antérieur à 130 Ma dans l'Atlantique Sud, mais sa distinction du stade rift proprement dit est difficile, en raison du manque d'arguments stratigraphiques (Asmus, 1984), malgré Guiraud et Maurin (1991) qui situent cette sédimentation continentale dès le Crétacé tout à fait inférieur, c'est à dire vers 135 Ma (voir fig. 7 chapitre I). A partir de 130 Ma le rifting combiné avec un mouvement de décrochement dextre se propage du sud vers le nord depuis le Bassin du Paraná-Chacos. Amérique du Sud et Afrique semblent être restées rigidement attachées jusqu'à l'anomalie M4 soit 126,5 Ma, résultat confirmé par l'étude des anomalies magnétiques (Sibuet et al, 1984).

Le rifting de l'Atlantique Sud s'est accompagné d'une faille transformante majeure: la zone de fracture Agulhas-Falkland (Thomas et al, 1993). A partir de cette faille, du sud vers le nord, on note que l'anomalie magnétique M11 va jusqu'à 35° sud, l'anomalie M9 jusqu'à 33° sud et l'anomalie M4 jusqu'à 30° sud, c'est à dire à la latitude de Porto Alegre. Cependant Guiraud et Maurin (1991) situent le début du rifting au niveau de l'extrême sud de l'Afrique à l'anomalie magnétique M16 c'est à dire vers 143 Ma pour ces auteurs. Mais Vogt et Einwich (1979) placent ces anomalies respectivement à 132 Ma pour M16, 124 Ma pour M11, 118 Ma pour M4 et 111 Ma pour M0.

Peate et al (1990), Harry et Sawyer (1992), O'Connor et Le Roex (1992) et Hill et al (1992) attribuent généralement le déclenchement du rifting dans l'Atlantique Sud à la présence d'un point chaud; ou d'une asthénosphère chaude ascendante (Antoine et Moyes, 1992). Plus particulièrement Hill et al (1992) montrent que la différence de temps entre l'arrivée du point chaud et le commencement de l'ouverture de l'Atlantique Sud est inférieure à 1 million d'années, et est précisément datée, pour eux, à 132 Ma. Rappelons que c'est aussi cet âge qui a été retenu pour l'épanchement des basaltes du Paraná (Renne et al, 1992b).

En faveur de l'ouverture de l'Atlantique Sud à cause d'un point chaud, **Nason (1993)** suggère que le déclenchement d'un tel mécanisme peut être du à la chute d'un météorite aux antipodes. Cette chute pourrait induire une brutale décompression dans le manteau supérieur à son antipode et par conséquent provoquer l'épanchement de quantités importantes de basalte, en même temps qu'une tectonique cassante généralisée.

C'est dans ce contexte qu'ont été datés d'une part un feldspath non altéré de 133 Ma, des argiles diagénétiques témoignant d'un épisode de haute température (à 200°C) entre 138 et 129 Ma. On peut relier à ces résultats l'âge des argiles du puits 2 CS - 1 PR de 145 Ma.

En conclusion, les datations de minéraux ou d'argiles situées entre 145 et 128 Ma sont attribuées aux effets thermiques de l'épisode chaud accompagnant le déclenchement de l'ouverture de l'Atlantique Sud et l'épanchement contemporain des basaltes.

IV - 6.2. LA PERIODE ALLANT DE 120 A 50 MA

Nürnberg et Müller (1991) expliquent que entre les anomalies M4 et M0 le rifting s'est propagé du Sud vers le Nord jusqu'au fossé de la Bénoué, ce qui correspond pour eux à l'intervalle de temps 126,5 - 118,7 Ma. Mais **Vogt et Einwich (1979)** attribuent respectivement 118 et 111 Ma aux anomalies M4 et M0.

La sédimentation syn-rift a commencé selon **Sibuet et al (1984)** dès la limite Oxfordien-Kimméridgien, c'est à dire à 146 Ma (**Odin et Odin, 1990**). Pour **Guiraud et Maurin (1991)** cette limite se situe à la base du Berriasien, c'est à dire à 135 Ma. **Darros de Matos (1992)** la place plus bas dans l'échelle géologique, quelque part dans le Tithonique c'est à dire entre les deux positions proposées précédemment.

La limite supérieure de la sédimentation syn-rift varie du Sud vers le Nord de l'Hauterivien, 118 Ma, à l'Albien inférieur, 105 Ma (**Sibuet et al, 1984**). Cette limite est valable pour le plateau Agulhas au Sud et pour le delta du Niger au Nord. Pour **Guiraud et Maurin (1991)** la sédimentation syn-rift s'arrête au Valanginien moyen au Sud de la ride Walvis et se poursuit jusqu'à la limite Aptien-

Albien dans le Bassin du Ceará (voir fig. 7 chapitre I). **Darros de Matos** fait arrêter cette sédimentation syn-rift à la limite Barrémien-Aptien. Evidemment, dans tous les cas, la limite supérieure de la sédimentation syn-rift marque le début de la sédimentation post-rift. Selon les auteurs elle varie donc de 125 Ma dans l'extrême Sud à 105 Ma dans l'extrême Nord de l'Océan Atlantique Sud.

Ce qui caractérise la différence entre les séquences pré-rift et syn-rift d'une part et post-rift d'autre part, c'est que les deux premières se présentent presque toujours sous la forme de blocs basculés alors que la dernière couvre tout en discordance d'une manière presque uniforme. Par exemple dans le Bassin côtier de Campos (Etat de Rio de Janeiro) on distingue une séquence continentale puis volcanique, à évaporites et enfin carbonatée qui montre sur une coupe sismique une structure en blocs basculés (**Dias et al, 1990**). Elle est recouverte par le Crétacé supérieur et des turbidites éocènes, en discordance. Au niveau du champ pétrolifère Pampo cette séquence supérieure n'est recoupée que par une seule faille (**Guardado et al, 1989**). Toutefois, par exemple dans le Bassin de Sergipe-Alagoas la même séquence supérieure est tectonisée par des mouvements d'halocinèse (**Lana, 1990**).

De la même façon que les mouvements tectoniques de l'époque pré-rift étaient caractérisés par un décrochement dextre, à cette période de l'histoire tectonique la composante décrochante devient sénestre.

Rabinowitz et LaBrecque (1979) montrent que les pôles de rotation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud pendant leur séparation changent brusquement vers 108 Ma. En même temps, la vitesse d'écartement entre les deux continents passe de 1,3 - 1,5 cm par an à 3,4 - 3,6 cm par an. De plus l'arrêt de la sédimentation évaporitique se situe vers 108 - 106 Ma et la circulation ouverte entre les deux Océans Atlantiques Nord et Sud commence vers 100 Ma.

Genik (1993) récapitule l'histoire des bassins mésozoïques de l'Afrique Centrale (Niger, Tchad). Parmi les données qu'il rapporte le point le plus important est un tableau de mouvements tectoniques: extension, compression, avec les anomalies thermiques et le volcanisme (fig. 51).

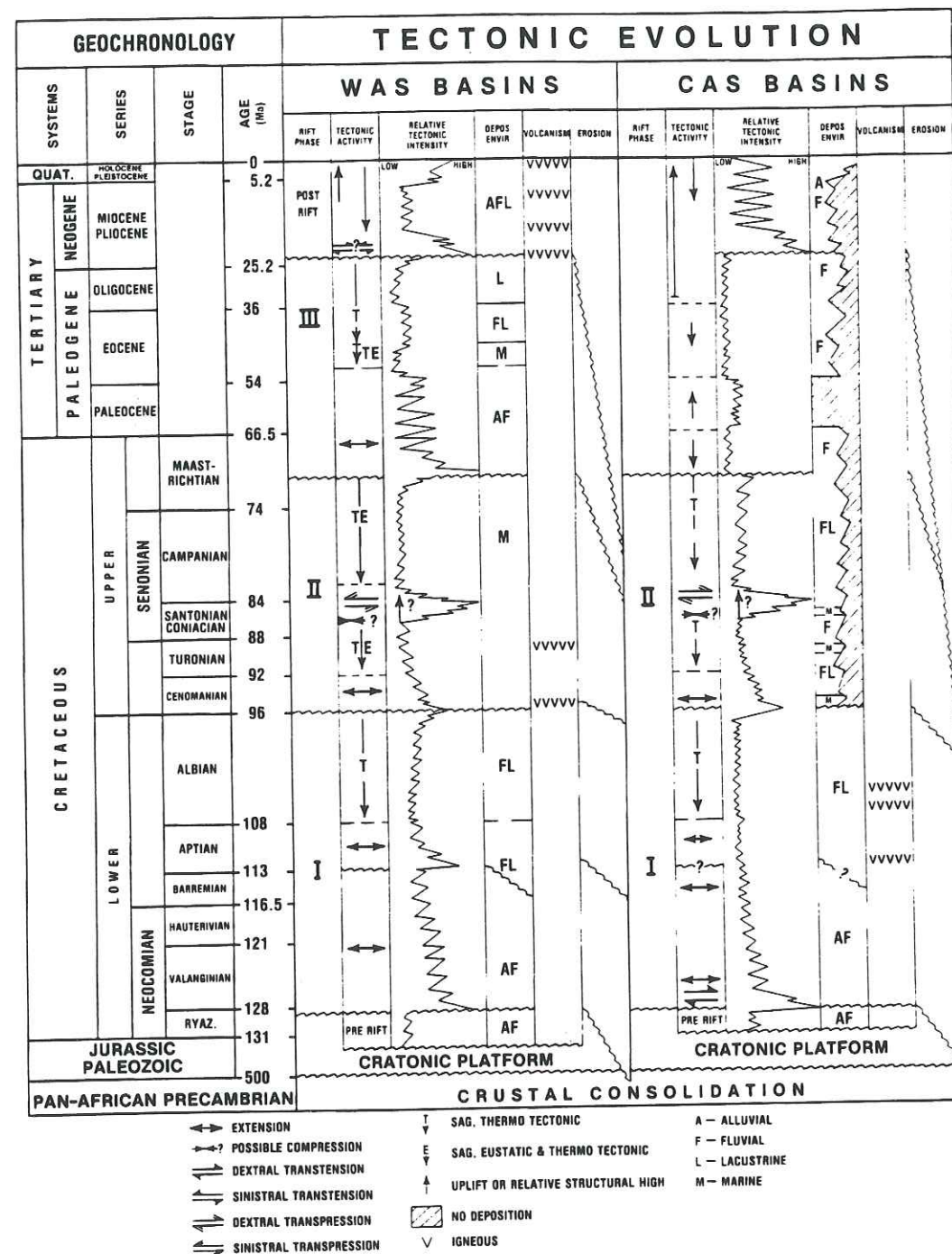


Fig. 51 - Evolution paleotectonique des bassins du Golfe de Guinée: WAS: rifts d'Afrique Occidentale, CAS: rifts d'Afrique Centrale (d'après Genik, 1993)

Les données radiochronologiques déjà publiées confirment l'existence de roches éruptives mises en place pendant toute cette période. **Gomes et al (1990)** ont récapitulé les âges obtenus sur les complexes carbonatitiques du Brésil. Ils distinguent deux époques d'intrusion: vers 135 - 130 Ma et entre 100 et 70 Ma. Ces deux dates sont confirmées par deux mesures Rb/Sr respectivement à 131 ± 3 Ma (Jacupiranga) et 82 ± 6 Ma (Lages). De l'autre côté de l'Atlantique Sud, **Smith et al (1994)** ont obtenu l'âge de kimberlites. Ils distinguent, là aussi, deux périodes de mise en place: 125 - 116 Ma et 103 - 74 Ma. Ces âges sont mesurés à la fois par U/Pb sur perovskite et par Rb/Sr sur minéraux. Quelques résultats U/Pb sont un peu plus vieux, entre 140 et 170 Ma. Par traces de fission, **Fonseca et Poupeau (1984)** et **Lelarge (1993)** ont mis en évidence sur la côte Atlantique un soulèvement tectonique entre 125 et 100 Ma suivi d'une période de stabilisation entre 95 et 75 Ma. Dans le Bassin du Paraná, **Eby et Mariano (1992)** ont aussi daté par traces de fission des carbonatites et des roches alcalines entre 116 et 110 Ma d'une part et 90 et 79 Ma d'autre part.

Tous ces résultats indiquent une forte activité magmatique entre 120 Ma et 60 Ma avec des périodes plus ou moins intenses. **Genik (1993)** avait déjà montré l'existence de ces regains d'activité, vers 113 - 106 - 95 et 90 Ma dans les rifts d'Afrique Centrale (comme **Guiraud et Maurin, 1991**).

Dans ce cadre les résultats obtenus dans le présent travail se situent de la manière suivante. La diagenèse de basse température, le filon de fluorite de Sierra Grande, les céladonites et certaines apophyllites correspondent à la phase d'ouverture lente de l'Atlantique Sud entre 130 et 108 Ma (**Rabinowitz et LaBrecque, 1979**). Au contraire, tous les autres âges répartis entre 100 et 50 Ma témoignent d'événements contemporains de la phase d'ouverture rapide de l'Atlantique Sud. Alors que la date de 80 Ma B.P. correspond à un arrêt complet des mouvements tectoniques locaux le long des marges il ne semble pas que cette fin ait eu la moindre influence sur l'arrêt des mécanismes datés par radiochronologie, puisque ces derniers durent encore pendant 30 Ma.

Walgenwitz et al (1990) ont étudié par différentes méthodes radiochronologiques les événements diagénétiques dans des grès albiens au large de l'Angola. Ils ont montré que le piégeage du pétrole avait lieu à 25 Ma et/ou 19 Ma. Ce qui est plus significatif dans le sens du présent travail est la datation d'interstratifiés I/S réguliers de 51 à 58 Ma dans un stade diagénétique plus ancien: Paléocène-Eocène. Pour ces auteurs, l'étude des inclusions fluides montre un gradient géothermique très anormal pouvant atteindre 50°C par km, les températures maximales atteintes étant voisines de

200°C. Ce résultat est comparable à l'âge mesuré sur le gisement de Tanguá et les plus jeunes des apophyllites.

La mise en évidence de deux épisodes diagénétiques extrêmement jeunes dans un contexte géodynamique d'ouverture simple permet de comprendre les âges de l'ordre de 50 Ma mesurés dans le gîte à fluorite de Tanguá et sur certaines apophyllites, car ces événements diagénétiques sont accompagnés d'un flux géothermique important susceptible de remettre à zéro le chronomètre utilisé. Ceci rappelle l'observation faite en Europe Occidentale où les minéralisations et les diagenèses peuvent être beaucoup plus jeunes que les dernières manifestations de tectonique active sur les marges passives voisines.

IV - 6.3. LE CAS DES EVENEMENTS DE 200 MA

Autour de 200 Ma, plusieurs séries de datations ont été déjà publiées, en Amérique du Sud (Thomaz Filho et al, 1974; Sial et al, 1976; Teixeira, 1978; Sial et al, 1984; Conceição et al, 1988; Mizusaki et al, 1990 et Dossin et al, sous presse). Tous ces auteurs rapportent des résultats parfois dispersés. Dès 1974 Thomaz Filho et al avaient suggéré que les dykes de dolérite de 200 Ma pouvaient être mis en rapport avec l'ouverture de l'Atlantique Central.

Au Sud du continent Cingolani et al (1991) décrivent une série de granites et de roches siliceuses datés de 200 Ma environ et répartis le long d'un grand accident NW-SE.

Les âges obtenus dans la mine d'uranium d'Espinharas, dans deux des sondages du Bassin du Paraná et sur certains échantillons de Sierra Grande en Patagonie confirment bien qu'un épisode thermotectonique important a exercé son influence dans toute l'Amérique du Sud.

Le contexte géodynamique à cette époque est caractérisé par la première fragmentation du Gondwana (Klitgord et Schouten, 1986; fig. 52). Celle-ci s'accompagne de nombreuses intrusions doléritiques et d'épanchements volcaniques. On peut citer, entre autres, les Transantarctic Mountains, (Faure et al, 1988; Faure et Mensing, 1993 et Heimann et al 1993), les Iles Falkland (Mussett et Taylor, 1994), le formation du Karroo (Ducan et al, 1984, pour la géochimie et Cox, 1988, pour la radiochronologie). Parmi tous ces auteurs Cox (1988) et Faure et Mensing (1993) ont,

comme Sutter (1988) dans l'Atlantique Nord, montré que les datations K/Ar de ces formations volcaniques subissent souvent des rajeunissements sensibles, que certains d'entre eux ont attribué à des mécanismes diagénétiques. Karner et al (1989), ont confirmé le résultat de Sutter (1988) par les datations selon la méthode des traces de fission. La même explication a été proposée pour les basaltes créacés inférieurs du Bassin du Paraná. Pour ces raisons, et en accord avec Cox (1988) et Sutter (1988), seule la date plus ancienne a été retenue, c'est à dire 195 Ma environ. Thomaz Filho (1976) a également montré que des réhomogénéisations isotopiques indiquant cet âge pouvaient être décelées dans certaines formations du Bassin du Paraná.

Cette date est celle mesurée sur les argiles diagénétiques des puits 1 CS - 2 PR et 2 RP - 1 PR. Le gisement d'uranium d'Espinharas a aussi cet âge. Par conséquent, comme le contexte de la première fragmentation du Gondwana est aussi celui de la tectonique extensive, on retrouve l'application du même modèle. Qui dit tectonique en extension, dit aussi possibilité de phénomènes minéralisateurs et diagénétiques sur le continent voisin.

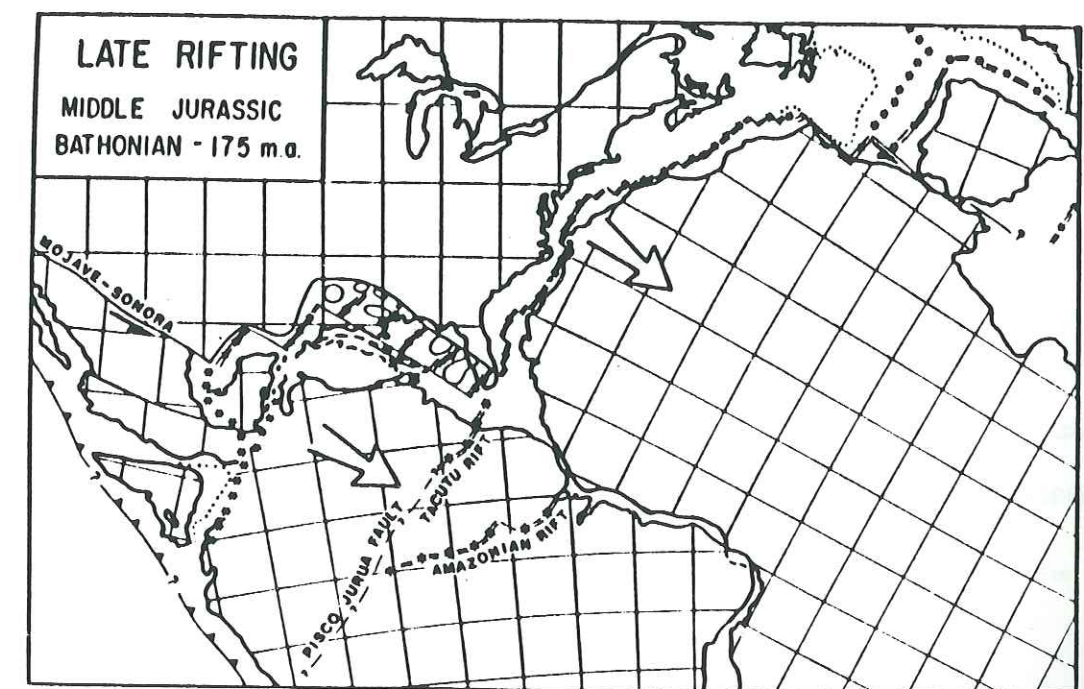


Fig. 52 - Reconstruction de la position des continents autour de l'Atlantique à l'époque du rifting. Les centres de dérive abandonnés et actuels, les failles transformantes majeures, et les zones de subduction ont été indiqués. Les petites flèches marquent les mouvements relatifs des plaques au niveau de leurs limites, les grosses flèches montrent les mouvements des plaques par rapport à l'Amérique du Nord (d'après Klitgord et Schouten, 1986)

IV - 6.4. PROPOSITIONS POUR LE MECANISME MINERALISATEUR

Hemley et Hunt (1992) ont étudié la solubilité des métaux dans les fluides hydrothermaux tamponnés par les roches encaissantes. Ils montrent: 1- que les systèmes hydrothermaux transportent les fluides et la chaleur à partir d'une source profonde à température élevée, 2- que le dépôt des métaux a lieu lorsqu'apparaît tout changement tel que refroidissement, changement de pH, ébullition ou mélange avec un fluide provoquant la saturation vis-à-vis du métal. Ce modèle s'applique essentiellement aux gisements dont la source est un magma profond.

Dans cet esprit Cox et Singer (1986) proposent un schéma synthétique appliqué aux veines épithermales du gisement de Creede (Au, Zn, Ag, Colorado) fig. 53 modifiée selon J.M. Mac Mahon Moore comm. orale 1988.

Beaty et al (1990) montrent dans le gisement de Gilman, Colorado, que le même phénomène de circulation de fluides est capable à la fois de dissoudre des carbonates et de déposer le minerai à leur place (fig. 54). Selon ces auteurs l'intrusion d'un stock a provoqué une onde d'un fluide chaud, acide, modérément salin, et porteur de soufre, métaux et peut-être carbone. La précipitation du minerai s'est effectuée d'abord par oxydation à cause du mélange avec des eaux météoriques puis par neutralisation acide à cause de la dissolution de la dolomite. De même Johansing et Thompson (1990), dans le gisement de Sherman, Colorado décrivent l'effet de ces circulations hydrothermales qui entraînent la formation d'un faux karst empli de minerai (fig. 55). Konstantinov et al (1993) indiquent que les faibles salinités peuvent être dues au mélange entre les solutions métallifères et les eaux météoriques.

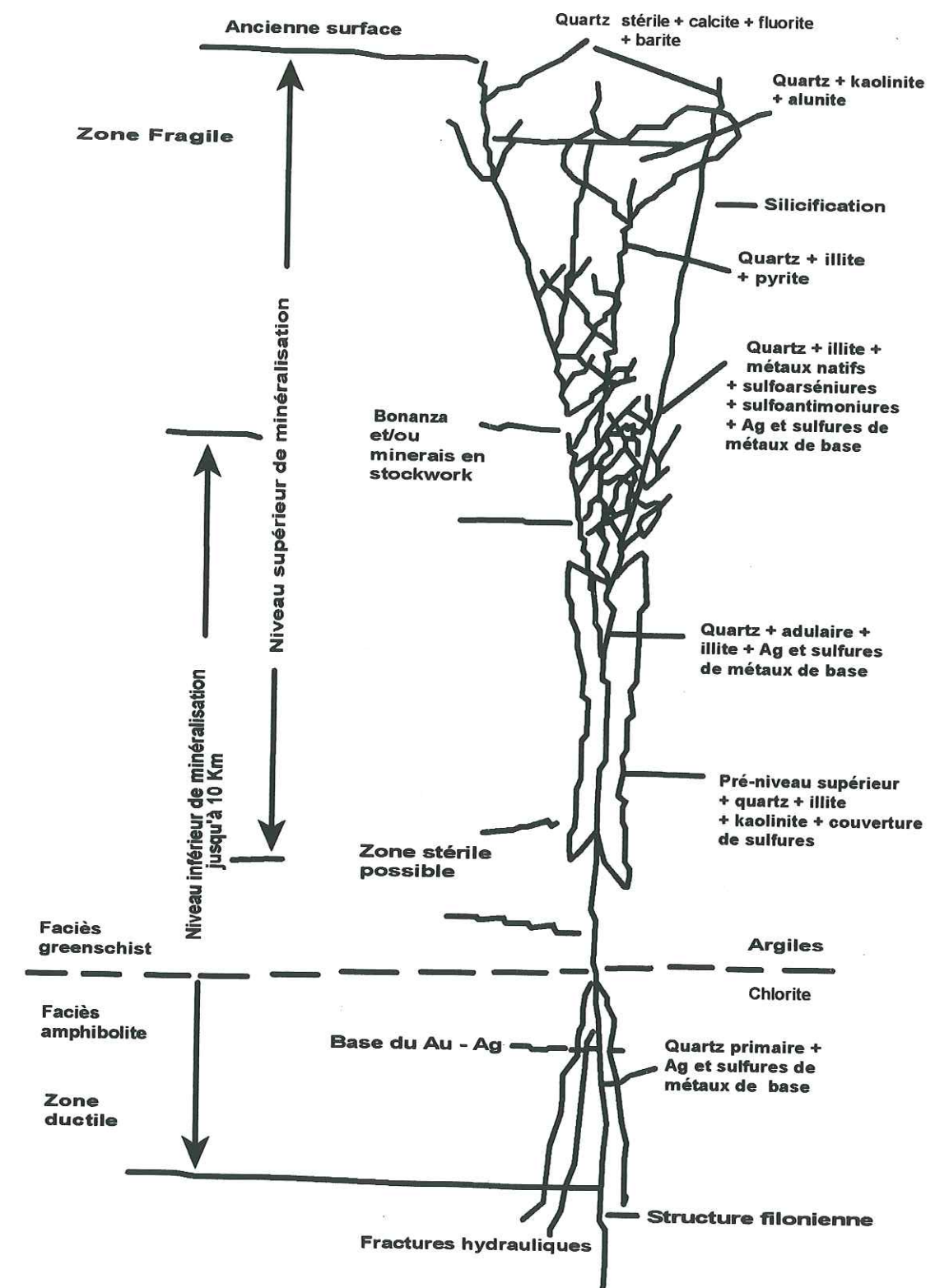


Fig. 53 - Coupe schématique de la minéralisation typique du gisement de Creede, Colorado, USA. modifiée selon J. M.McM. Moore, 1988, comum. orale.

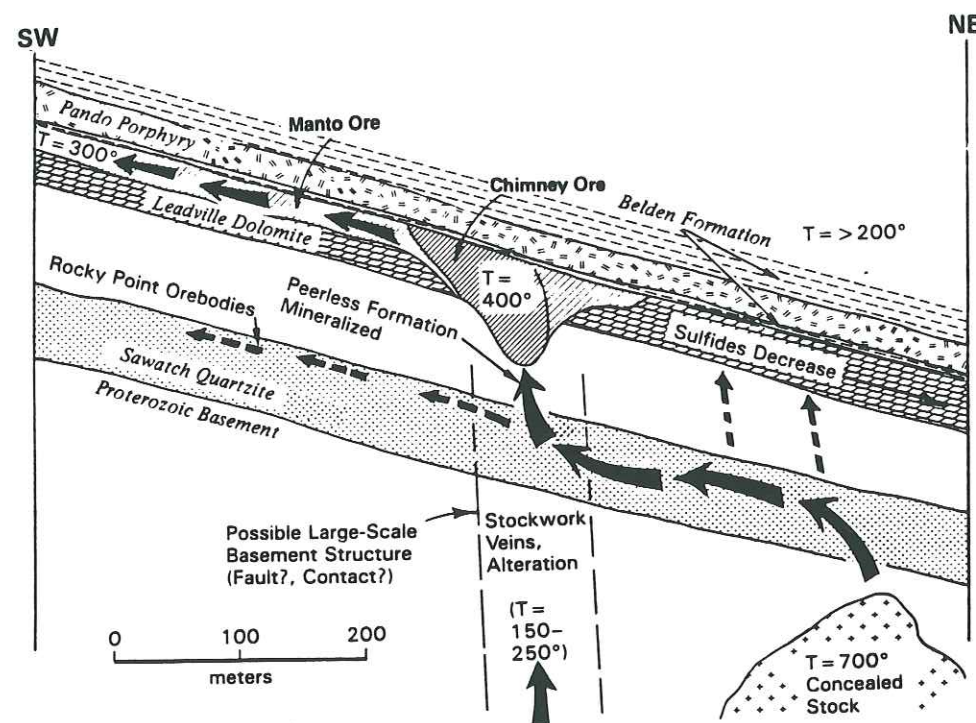


Fig. 54 - Schéma du modèle hydrologique supposé avoir été à l'origine de la formation du minerai à Gilman, Colorado, USA (échelle approximative). Les flèches indiquent les chemins hydrothermaux. Un modèle caché situé vers le Nord-Est est supposé avoir été la source de la chaleur, du fluide du soufre et des métaux (d'après Beaty et al, 1990)

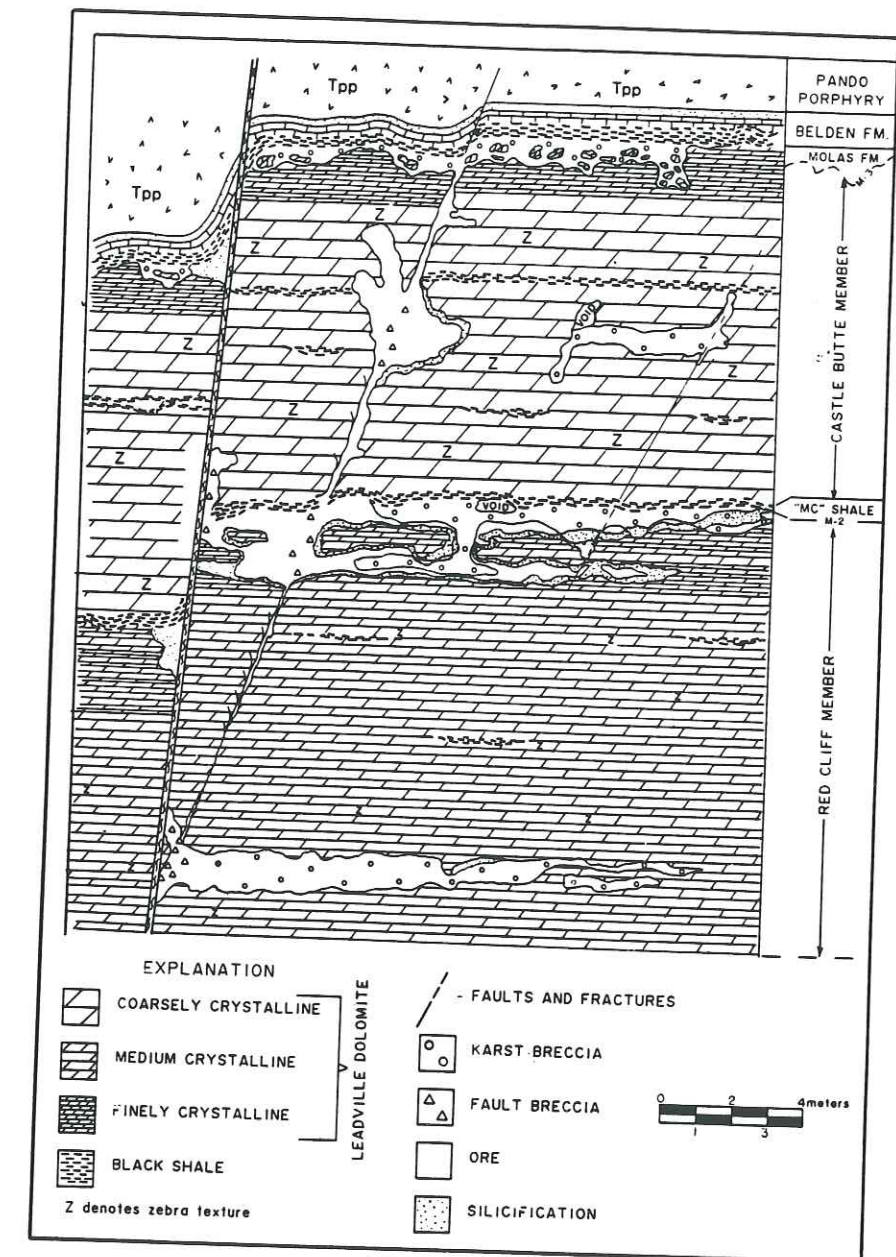


Fig. 55 - Coupe de la partie sud de la mine de Sherman, Colorado, USA montrant les relations entre le minerai situé dans la brèche, les failles normales et la faille majeure. La figure montre aussi les diverses positions stratigraphiques de la minéralisation (d'après Johansing et Thompson, 1990)

Henley et al (1984) ont décrit des mécanismes voisins dans le cas des systèmes hydrothermaux actuels avec toutes leurs caractéristiques thermodynamiques. Enfin **Pagel et Leroy (1991)** ont édité environ 200 contributions, parmi lesquelles beaucoup traitent des modèles génétiques comparables à ceux mentionnés ci-dessus.

Tous ces modèles se réfèrent à des minéralisations avec un moteur thermique magmatique proche, mais peu d'études ont été consacrées aux systèmes filoniens simples. Pour ce type de gisement, **Dardenne et Touray (1988)** proposent pour les filons du district de Criciúma (SC-Brésil), la succession des événements suivants:

- existence de circulations hydrothermales convectives engageant des solutions superficielles et activées par une tectonique distensive;
- acquisition de la charge en fluor dissous par lixiviation de roches sources granitiques en profondeur;
- précipitation de la fluorine à faible profondeur sous une paléosurface émergée, par effet de mélange avec des solutions froides superficielles, en l'occurrence les eaux des nappes des grès permo-carbonifères.

Pour caractériser les modèles génétiques plusieurs techniques sont utilisées. Dans le cas précis des gisements filoniens **Ramboz et Charef (1988)**, **Dardenne et Touray (1988)** et **Klemm et al (1990)** ont appliqué les mesures de température et de salinité par les inclusions fluides, la géochimie des terres rares et les isotopes de l'oxygène et du soufre. Les températures peuvent être très variables entre 300 et 50°C, les salinités sont souvent faibles: inférieures à 2 mol/l, la pression est faible inférieure à 1 kbar, la composition isotopique de l'oxygène montre le mélange avec les eaux météoriques, les isotopes du soufre indiquent souvent le mélange avec du soufre d'origine superficielle, et enfin les terres rares et les isotopes du strontium caractérisent l'origine du minerai souvent prélevé dans l'encaissant proche.

Les gisements métalliques rencontrés dans la présente étude sont comparables ou du même type que les filons, les gîtes d'altération volcanique ou ceux situés à l'interface socle-sédiments (**Cox et Singer, 1986; Roberts et Sheahan 1988**). Si le moteur thermique est facile à trouver lorsque la minéralisation accompagne une roche magmatique (exemples: Poços de Caldas, Tanguá), il devient beaucoup plus difficile à déterminer dans le cas d'un gisement filonien (exemple: Criciúma). Comme

il a été rappelé dans la présentation, chapitre I, certaines émissions volcaniques peuvent avoir lieu longtemps après le début de l'ouverture océanique. Ce n'est pas le cas de Criciúma vers 87 Ma. Il faut donc chercher ailleurs le moteur de ce type de minéralisation, mais aussi de la diagenèse de basse température à la même époque. **Moretti (1987)** en étudiant l'ouverture du rift de la Mer Rouge constate une très forte augmentation du flux thermique, et surtout la prolongation de cet effet pendant au moins 20 Ma. Un tel mécanisme pourrait donc expliquer à la fois l'élévation de température nécessaire au fonctionnement d'un système hydrothermal et au délai observé entre le rifting et le déclenchement de la minéralisation ou de la diagenèse.

Sibson et al (1975) ont suggéré que le pompage sismique pouvait être un mécanisme efficace pour la formation de gisements filoniens. L'observation de base est qu'un séisme de magnitude 5 à 7 est souvent suivi de l'émergence d'eau chaude. Ainsi, chaque secousse sismique peut entraîner la sortie de fluide minéralisé, et ce mécanisme va se répéter le long des mêmes failles, accumulant à chaque fois une lame de minerai. Ce type de structure répétitive est fréquent dans les gisements filoniens, et la présence de brèches peut s'expliquer de la même façon. Le pompage sismique permet donc d'envisager la mise en place de filons minéralisés dans des conditions de gradient géothermique normal, ce qui devait être probablement le cas à Criciúma, 45 Ma après le début de la tectonique extensive de l'Atlantique Sud.

Hemley et Hunt (1992) ont rappelé que chaque événement hydrothermal met en jeu un fluide chaud, acide et chimiquement agressif. Evidemment ce fluide va attaquer la roche encaissante. Le résultat sera la transformation des minéraux primaires de la roche, généralement en phyllosilicates, et la néoformation d'autres minéraux, les adulaires par exemples (**voir Merceron et al 1987,**) pour les phyllosilicates de basse température et **Richards et al 1988** pour ceux de haute température).

Si tous les minéraux néoformés et/ou transformés sont potassiques et s'ils peuvent être considérés comme contemporains de la minéralisation, alors leur âge sera celui de la minéralisation. Le mécanisme décrit ci-dessus tendrait à prouver la contemporanéité du dépôt du minerai et de la transformation-néoformation de silicates potassiques datables (**Lippolt 1991**). Toutefois, par opposition à la datation des matériaux ignés de haute température, ces minéraux fragiles: argile, adulaire, particulièrement, sont très sensibles à toute altération isotopique (**Mitchell et Ineson, 1988**

pour la méthode K/Ar, et Hradetzky et Lippolt, 1993 pour la méthode Rb/Sr). C'est pourquoi, au vu de la minéralogie des argiles analysées dans le présent travail, plusieurs échantillons ont été datés dans la même localité et les diagrammes isotopiques ont été utilisés systématiquement.

L'étude du mécanisme minéralisateur a ainsi permis de justifier l'usage des argiles dans la datation des occurrences minéralisées étudiées.

CONCLUSIONS

CONCLUSIONS

L'objectif de la thèse est de vérifier le long de la côte Est de l'Amérique du Sud le modèle qui lie la tectonique en extension accompagnant la formation d'une marge passive, avec la mise en place de certaines minéralisations filoniennes et l'occurrence de mécanismes diagénétiques dans les grands bassins sédimentaires limitrophes.

Dans ce but, environ 200 échantillons d'argiles et de minéraux liés à des venues minéralisées et néoformés dans la diagenèse ont été préparés en vue de leur datation. Toutes les fractions fines ont été extraites et leur minéralogie déterminée, dont 60 ont été retenues pour la datation K/Ar, ainsi que 20 minéraux divers. En outre 25 analyses Rb/Sr ont été effectuées. A partir de ces données, les conclusions suivantes ont été tirées:

1 - Les données obtenues ont permis de dater huit occurrences minéralisées et différents épisodes diagénétiques. Les gisements métalliques étudiés, à F et U, se répartissent le long de la côte Atlantique de l'Amérique du Sud depuis la Patagonie jusqu'au Nord du Brésil. Les matériels diagénétiques proviennent tous du Bassin du Paraná.

2 - Les âges mettent en évidence:

- un événement diagénétique et minéralisateur daté de 200 Ma environ, et contemporain de la première fragmentation du Gondwana,
- un événement diagénétique de haute température de même âge et sous l'influence de l'extrusion majeure des basaltes du Paraná et du début du rifting, vers 138 - 129 Ma, pouvant presque être considéré comme un métamorphisme de contact,
- des mécanismes diagénétiques de plus basse température altérant les basaltes, et des minéralisations dont certaines liées aux intrusions alcalines, dans l'intervalle de temps 120 - 50 Ma,
- ces deux derniers épisodes sont liés par le magmatisme et la tectonique à l'ouverture de l'Atlantique Sud,

- enfin, trois occurrences minéralisées ne rentrent pas dans le même cadre: Itataia (U) est mise en rapport avec le magmatisme anorogénique à 292 Ma et Mato Dentro et Sete Barras (F) avec des mécanismes karstiques à 400 et 260 Ma, respectivement.

3 - L'altération diagénétique des basaltes explique la grande dispersion des datations K/Ar en roche totale. Seules les datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ peuvent être considérées comme relativement fiables, en tenant compte du fait en permanence que même ce type de chronomètre a pu être altéré.

4 - L'étude des mécanismes diagénétiques et minéralisateurs, la minéralogie et la géochimie des matériels datés justifient leur usage pour l'établissement de leur chronologie, car un doute subsiste toujours chez les métallogénistes quant à la contemporanéité des argiles avec le dépôt du minéral, et chez les spécialistes de l'histoire diagénétique avec la stabilité de ces argiles comme chronomètre.

5 - Le modèle liant tectonique en extension active avec diagenèse et minéralisation filonienne se trouve vérifié autour de l'Atlantique Sud comme il avait été proposé autour de l'Atlantique Central.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Alexander, P.O. (1976).- Age and duration of Deccan volcanism: K/Ar evidence. *Geol.Soc.India Mem.* **3**, p. 244-258.
- Allix, P. (1983).- Environnements mésozoïques de la partie Nord-orientale du fossé de la Bénoué (Nigéria). Stratigraphie, sédimentologie, évolution géodynamique. *Trav.Lab.Sci.Terre St.Jérôme*, **B 21**, 200 p.
- Allsopp, H. L., Bristow, J. W., Logan, C. T., Eales, H. V. & Erlank, A. J. (1984a).- Rb-Sr geochronology of three Karoo related intrusive complexes. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**, p. 281-287.
- Allsopp, H. L., Manton, W. I., Bristow, J. W. & Erlank, A. I. (1984b).- Rb-Sr geochronology of Karoo felsic volcanics. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**, p. 273-280.
- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, H. G., Kawashita, K. & Reynolds, J. H. (1967).- Potassium argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, p. 117-142.
- Angeiras, A. G., Netto, A. M. & Campos, M. (1978).- Mineralização fósforo-uranífera associada a epissienitos sódicos no pré-cambriano cearense. *30° Congr.Bras.Geol.Recife*, Boletim n° 1, Resumo das comunicações, 341.
- Angelier, J. & Bergerat, F. (1983).- Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. *Bull. Centre Rech.Expl.Prod. Elf Aquitaine.*, Pau - France, **7**, 1, p. 137-147.
- Antoine, L. A. G. & Moyes, A. B. (1992).- Geophysical evidence for a causative process for fragmentation in Western Gondwana. *Geology*, **20**, p. 605-608.
- Asmus, H. E. (1984).- Geologia da Margem Continental Brasileira. In : Schobenhau, C. F., éd., *Geologia do Brasil*, Dep. Nac. Prod. Min., Brasília, p. 443-472.

- Badra, L., Pouclet, A., Prost, A. E. & Touray, J. C. (1992).- Mise en évidence d'une extension intra-plaque tardi-panafricaine d'intérêt métallogénique dans le Haut Atlas occidental (Maroc). *C.R.Acad.Sci. Paris*, 314,II, p. 703-709.
- Baksi, A. K., Fodor, R. V. & Farrar, E. (1991).- Preliminary results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies on rocks from the Serra Geral Flood-Basalt Province and the Brazilian Continental Margin. *EOS*, suppl., 72, 17, p. 300.
- Barféty, J. C. (1985).- Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d'une portion de la marge nord téthysienne (Alpes occidentales françaises). *Thèse Doct.*, Univ. Grenoble I - France, 370 p.
- Basei, M. A. S. (1985).- O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. *Thèse Doct.*, Univ. São Paulo, Brésil, 195 p.
- Bastos Neto, A. C. (1990).- Le district à fluorine de Santa Catarina (Brésil) : minéralisations et altérations hydrothermales dans leur cadre géodynamique. *Thèse Doct.*, Univ. Orléans, France, 366 p.
- Bastos Neto, A. C., Charvet, J., Touray, J. C. & Dardenne, M. (1991b).- Evolution tectonique du district à fluorine de Santa Catarina (Brésil) en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud. *Bull. Soc. Géol. France*, 162 (3), p. 503-513.
- Bastos Neto, A. C., Charvet, J., Touray, J. C. & Dardenne, M. (1991a).- Tectonic setting of vein deposits in the Santa Catarina fluorite district (S.Brazil) *In* : Pagel, M. & Leroy, J. L., éd., Source, Transport and Deposition of Metals, Balkema, Rotterdam, Brookfield, p. 423-425.
- Bastos Neto, A. C. & Savi, C. N. (1985).- Observações sobre mecanismos de abertura e fases de preenchimento de alguns filões de fluorita do Sudeste Catarinense. 2th Simp. Sul Brasileiro de Geologia, Florianópolis, Ann. Soc. Bras. Geol., 1, p. 215-228.
- Baubron, J. C., Jebrak, M., Joannes, C., Lhegu, J., Touray, J. C. & Ziserman, A. (1980).- Nouvelles datations K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif Central Français. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 290, série D, p. 951-954.

- Baudin, P. (1986).- Magmatisme mésozoïque du fossé de la Bénoué (Nigéria). Caractéristiques pétrologique et géochimiques, signification géodynamique. *Mémoire D.E.A. Géologie*, Univ. d'Aix-Marseille III, France, 34 p.
- Beatty, D. W., Cunningham, C. G., Harrison, W. J., Landis, G. P., Merchant, J. S., Naeser, C. W. & Wendlandt, R. F. (1990).- Origin of the ore deposits at Gilman, Colorado, part VI, discussion and genetic model *In* : Beatty, D. W., Landis, G. P. & Thompson, T. B., éd., "Carbonate-hosted sulfide deposits of the central Colorado mineral belt", Econ. Geol. Monograph, 7, p. 255-265.
- Beckinsale, R. D. & Gale, N. H. (1969).- A reappraisal of the decay constants and branching ratio of ^{40}K . *Earth Plan.Sci.Letters.*, 6, 4, p. 289-294.
- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, I. G. & Piccirillo, E. M. (1984).- Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil) : paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implication. *J. Petrology.*, 25, 3, p. 579-618.
- Bellieni, C., Cavazzini, C., Comin-Chiaramonti, P., Monti, P., Laurenzi, M., Melfi, A., Nardy, A. J. R., Petrini, R., Piccirillo, E. M. & Sial, A. N. (1988).- Triassic lower cretaceous tholeiitic magmatism from NE Brazil (Maranhão basin) : petrogenetic aspects and tectonic significance. Intern.Conf. "Geochemical evolution of the continental crust", Poços de Caldas, Brazil., 11-16 July 1988, p. 42-44.
- Bellon, H., Fabre, A., Sichler, B. & Bonhomme, M. G. (1986).- Contribution to the numerical calibration of the Bajocian-Bathonian boundary : $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ and paleomagnetic data from "Les Vignes basaltic complex" (Massif Central,France) *In* : Odin, G. S., éd., Calibration of the Phanerozoic Time, Scale. Chem. Geol., 59, (Special issue), p. 155-161.
- Boillot, G. (1990).- Géologie des marges continentales. Masson ed. Paris, Milan, Barcelone,México, 135 p.

- Bonhomme, M. G. (1982).- Age triasique et jurassique des argiles associées aux minéralisations filoniennes et de phénomènes diagénétiques tardifs en Europe de l'Ouest. Contexte géodynamique et implications génétiques. *C.R.Acad.Sci. Paris*, **294**, (Ser. D.), p. 521-524.
- Bonhomme, M. G. (1987).- Type of sampling and comparison between K/Ar and Rb/Sr isotopic dating of fine fractions from sediments in attempt to date young diagenetic events. *Chem. Geol.*, **65**, 3/4, p. 209-222.
- Bonhomme, M. G., Baubron, J. C. & Jebrak, M. (1987).- Minéralogie, géochimie, terres rares et âge K-Ar des argiles associées aux minéralisations filoniennes. *Chem. Geol.*, **65**, 3/4, p. 321-339.
- Bonhomme, M. G., Bühmann, D. & Besnus, Y. (1983).- Reliability of K-Ar dating of clays and silicifications associated with vein mineralizations in Western Europe. *Geol. Rundschau.*, **72** (1), p. 105-117.
- Bonhomme, M. G., Meunier, A. & Beaufort, D. (1992).- K-Ar systematics of clay fractions from Triassic and Liassic sandstones and from small fissures in the basement of the Sancerre-Couy coredrill. 6° Symp. Intern. sur l'Observation de la Croûte Continentale par Forage., Paris, 7-10 Avril 1992, p. 49.
- Bonhomme, M. G. & Pacquet (1977).- Isotopic dating of two ring structures in Air (Niger). 9° Coll. on African Geology., Göttingen, 28-30 Avril 1977., p. 95-96.
- Bonhomme, M. G. & Ribeiro, M. J. (1985).- Datations K-Ar d'argiles associées à la minéralisation en cuivre de Camaquã et de son encaissant. Métallogénie du Brésil. C.I.F.E.G., R.S., Brésil, 26 JUIN 1985, p. 1 abstract.
- Bowden, P. & Karche, J. P. (1979).- Mid-plate magmatism in the Niger-Nigeria "Younger granite" province : age variations and implications. 10° Coll. Géol. Africaine., Montpellier-France., 25-27 Avril 1979, p. 81-82.

- Bril, H., Bonhomme, M. G., Marcoux, E. & Baubron, J. C. (1991).- Ages K/Ar des minéralisations de Brioude - Massiac (W-An-As-Sb; Pb-Zn), Pontgibaud (Pb-Ag; Sr) et Labessette (As-Pb-Sb-Au), place de ce district dans l'évolution géotectonique du Massif Central Français. *Miner. Deposita*, **26**, p. 189-198.
- Brito Neves, B. B. de. (1990).- Processos orogênicos no Pré-cambriano do Brasil. In : Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J., eds., Origem e Evolução de Bacias Sedimentares., Petrobrás., p. 99-114.
- Brunet, M., Dejax, J., Brillanceau, A., Congleton, J., Downs, W., Dupéron, M., Eisenmann, V., Flynn, L., Heintz, E., Hell, J., Jacobs, L., Jehenne, Y., Ndjeng, E., Mouchelin, G. & Pilbeam, D. (1988).- Mise en évidence d'une série anté-aptienne dans le bassin du Mayo-Oulo Léré (fossé de la Bénoué, Cameroun). *C.R.Acad.Sci. Paris*, **306**, p. 1125-1130.
- Brunet, M. F. (1986).- La subsidence dans les trois bassins sédimentaires français (Paris, Aquitaine, Sud-Est). *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine*, **10**, 1, p. 23-32.
- Burley, S. D. & Flisch, M. (1989).- K-Ar geochronology and the timing of detrital I-S clay illitization and authigenic illite precipitation in the Piper and Tartan Fields, outer Mornay Firth, UK North Sea. *Clay Min.*, **24**, p. 285-315.
- Caputo, M. V. & Da Silva, O. B. (1990).- Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In : Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J., éd., Origem e Evolução de Bacias Sedimentares., Petrobrás, Rio de Janeiro, Brasil, p. 169-193.
- Catanzaro, E. J., Murphy, T. J., Graner, E. L. & Shields, W. R. (1969).- Absolute isotopic abundance ratio and atomic weight of terrestrial rubidium. *J. Res. U.S. Natl. Bur. Stand., sect. A*, **73 A**, p. 511-516.
- Chang, H. K., Kowsmann, R. O. & Figueiredo, A. M. F. de. (1990).- Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In : Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J., eds., Origem e Evolução de Bacias Sedimentares., Petrobrás., p. 269-289.
- Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F. de. & Bender, A. A. (1992).- Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, **213**, p. 97-138.

- Chaves, A. P. (1989).- Caracterização e beneficiamento da fluorita de Apiaí - S.P. *Thèse livre Docência DEM/EPUSP, inédit*, Univ. São Paulo, Brasil, 226 p.
- Chenet, P. Y. & Letouzey, J. (1983).- Tectonique de la zone comprise entre Abu Durba et Gebel Mezzazat (Sinaï, Egypte) dans le contexte de l'évolution du Rift de Suez. *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine*, 7, n° 1., p. 201-215.
- Chorowiez, J., Henry, C. & Lyberis, N. (1987).- Tectoniques superposées synsédimentaires des secteurs des golfes de Suez et d'Aqaba. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. III, 2, p. 223-234.
- Cingolani, C., Dalla Salda, L., Hervé, F., Munizaga, F., Pankhurst, R. J., Parada, M. A. & Rapela, C. W. (1991).- The magmatic evolution of northern Patagonia ; new impressions of pre-Andean and Andean tectonics. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.*, 265, p. 29-44.
- Cingolani, C. A., Dos Santos, R. P. & Bonhomme, M. G. (1994).- Compléments à la radiochronologie K/Ar du massif nord Patagonien, République Argentine. *En préparation*.
- Clauer, N. (1976).- Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest-Africain. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, 45, 256 p.
- Clauer, N. (1981).- Rb-Sr and K-Ar dating of Precambrian clays and glauconies. *Precambrian Res.*, 15, 3-4, p. 331-352.
- Coelho (1987).- Contribuição ao estudo da gênese das mineralizações de fluorita do distrito de Tanguá, município de Itaboraí, Rio de Janeiro. *Thèse Mestrado, Sc.*, Univ. Brasília, Brasil, 210 p.
- Coelho, C. E. S., Tournay, J. C., Dardenne, M. A. & Beny, C. (1990).- Constraints on hydrothermal solutions from fluid and solid inclusions studies in fluorite : application to the Tanguá deposit, Rio de Janeiro, Brazil. *Econ. Geol.*, 85, p. 1024-1033.
- Conceição, J. C. J., Zalán, P. V. & Wolff, S. (1988).- Mecanismo, evolução e cronologia do Rift Sul Atlântico. *Bol. Geoci. Petrobrás, Rio de Janeiro*, 1988, 2, (2/4), p. 255-265.

- Cordani, H. G. & Teixeira, W. (1979).- Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. *In* : Schobbenhaus Filho, C. & Al., éd., Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folhas Rio de Janeiro SF 23, Vitória SF 24 e Iguape SG 23., DNPM/MME, Brasília, p. 152-207.
- Cordani, U. G. & Hasui, Y. (1968).- Idades K/Ar das rochas alcalinas do primeiro planalto do estado de São Paulo. 23° Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte Brazil, Anais SBG, p. 149-154.
- Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J.J. & Cappetta, H. (1986).- Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? *Earth Plan. Sci. Letters.*, 80, 3/4, p. 361-374.
- Courtillot, V., Féraud, G., Maluski, H., Vandamme, D., Moreau, M.G. & Besse, J. (1988).- Deccan flood basalts and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 333, 6176, p. 843-846.
- Cox, D. P. & Singer, D. A. (1986).- Mineral deposit models. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1963, 379 p.
- Cox, K. G. (1988).- The Karroo province. *In* : Mc Dougall, I., éd., *Continental Flood Basalts*, Kluwer Acad. Publishers, p. 239-271.
- Cumelle, R. & Cabanis, B. (1989).- Relations entre le magmatisme "Triasique" et le volcanisme infra-liasique des Pyrénées et de l'Aquitaine. Apports de la géochimie des éléments en traces. Conséquences chronologiques et géodynamiques. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 13, 2, p. 347-376.
- Dalrymple, G. B. & Lanphere, M. A. (1969).- Potassium - Argon dating. Principles, techniques and applications to geochronology. Freeman, W. H. & Compagny, éd., San Francisco, 258 p.
- Dardenne, M. A. (1985).- Os depósitos de fluorita da região Sul do Brasil. 2th Simp. Sul Brasileiro Geol., Florianópolis, Ann. Soc. Bras. Geol., p. 201-214.
- Dardenne, M. A. & Touray, J. C. (1988).- La fluorine du Brésil. Gisements filoniens traditionnels et nouveaux types de minéralisations. *Chron. Rech. Min.*, v. 490, p. 35-46.
- Darros de Matos, R. M. (1992).- The northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11, 4, p. 766-791.

- De Alba, E. (1964).- Descripción geológica de la Hoja 41 j, Sierra Grande. *Dir. Nac. Geol. y Minería. Buenos Aires.*, **97**, p. 23-46.
- De Wever, P., Baumgartner, P. O. & Polino, R. (1987).- Précision sur les datations de la base des schistes lustrés postophiolitiques dans les Alpes Cottiennes. *C.R.Acad.Sci. Paris*, **305** (II), p. 487-491.
- Debelmas, J. (1974).- Géologie de la France. Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. Doin-Paris., I, 138 p.
- Dias, J. L., Scarton, J. C., Esteves, F. R., Carminatti, M. & Guardado, L. R. (1990).- Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na bacia de Campos. In : Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J., éd., Origem e Evolução de Bacias Sedimentares, Petrobrás, Rio de Janeiro, Brasil, p. 333-360.
- Dos Santos, L. C. S. & Anacleto, R. (1985).- Jazida de urânio de Espinharas-Paraíba. Principais depósitos minerais do Brasil. *DNPM*, I, p. 143-155.
- Dos Santos, R. P. & Bonhomme, M. G. (1991).- K/Ar dating of clays associated with fluorite mineralizations along the Atlantic coast of South America. Relationship with South Atlantic Ocean Opening. In : Pagel, M. & Leroy, J. L., éd., Source, Transport and Deposition of Metals., Balkema, Rotterdam, Brookfield, p. 381-384.
- Dos Santos, R. P. & Bonhomme, M. G. (1993).- Datação K-Ar de argilas associadas às mineralizações, e aos processos diagenéticos, em relação com a história da abertura do Oceano Atlântico Sul. *Rev. Bras. Geoc.*, **23**, 1, p.
- Dossin, T. M., Dossin, I. A., Charvet, J. & Bonhomme, M. G. (1994).- Géochronologie K-Ar de l'essai de dykes mésozoïques de la région de l'Espinhaço méridional (SE Brésil). *J. South Amer. Earth. Sci.* (sous presse)
- Dumont, T. & Grand, T. (1987).- Caractères communs entre l'évolution précoce d'une portion de marge passive fossile (marge européenne de la Tethys Ligure, Alpes occidentales) et celle du rift de Suez. *C.R.Acad.Sci. Paris*, **t.305**, Serie II, p. 1369-1373.

- Duncan, R.A. & Pyle, D.G. (1988).- Rapid eruption of the Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, **333**, 6176, p. 841-843.
- Dunoyer de Segonzac, G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, Starsbourg, 29, 320 p.
- Eby, G. N. & Mariano, A. N. (1992).- Geology and geochronology of carbonatites and associated alkaline rocks peripheral to the Paraná Basin Brazil-Paraguay. *J. South Amer. Earth. Sci.*, **6**, 3, p. 207-216.
- Ellert, R. (1959).- Contribuição a geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas - Minas Gerais. *Bol. Univ. São Paulo*, Brasil, n° 237, Geol. n°18, 120p.
- Erlank, A. J., Marsh, J. S., Duncan, A. R., Miller, R. M., Hawkersworth, C. J., Betton, P. J. & Rex, D. C. (1984).- Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**, p. 195-245.
- Esquevin, J. (1969).- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA.*, **3**, p. 147-153.
- Fagundes, P. R., Dardenne, M. A. & Veiga, A. T. C. (1984).- Evolução da mineralização de fluorita no depósito de Sete Barras - Paraná. In: Cong. Brasileiro Geol., 32, Anais, Rio de Janeiro., SBG, p. 3755-3769.
- Faure, G. & Mensing, T. M. (1993).- K-Ar dates and paleomagnetic evidence for cretaceous alteration of mesozoic basalt lava flows, Mesa Range, northern Victoria Land, Antarctica. *Chem. Geol.*, **109**, p. 305-315.
- Faure, G., Mensing, T. M. & Kibler, E. M. (1988).- Isotopic and geochemical studies of Ferrar dolerite sills in the Transantarctic Mountains. Seventh Gondwana symp. abs., 18-22 July 1988. São Paulo - Brazil, p. 97.
- Ferrari, A.L. (1990).- A geologia do "Rift" da Guanabara (RJ) na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento Pré-Cambriano. 36° Congr. Brasileiro de Geol., Natal, RN, Anais, SBG, v. 6, p. 2858-2872.

- Ferreira, A. C. & Almeida, T. I. R. (1989).- Tectônica Transcorrente e imagens TM-LANDSAT aplicadas à prospecção de fluorita et barita em Santa Catarina. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**,(2), p. 207-223.
- Fitch, F. J. & Miller, J. A. (1984).- Dating Karoo igneous rocks by the conventional K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum methods. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**, p. 247-266.
- Fodor, R. V., Mckee, E. H. & Roisenberg, A. (1989).- Age distribution of Serra Geral (Paraná) flood basalts, southern Brazil. *J. South Amer. Earth. Sci.*, **2**, 4, p. 343-349.
- Fonseca, A. C. & Poupeau, G. (1984).- Datação por traços de fissão de algumas rochas metamórficas na região da cidade do Rio de Janeiro. 33° Congr. Brasileiro de Geol., Anais, SBG, p. 2331-2332.
- Fraenkel, M. O., Dos Santos, R. C., Loureiro, F. E. D. V. L. & Muniz, W. D. S. (1985).- Jazida de urânio no planalto de Poços de Caldas - Minas Gerais. *Principais depósitos minerais do Brasil, DNPM*, **1**, p. 89-103.
- França, A. B. & Potter, P. E. (1991).- Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé group (Carboniferous - Permian), Paraná Basin, Brazil. *Amer. Ass. Petroleum Geologists Bull.*, **75**, 1 (January 1991), p. 62-85.
- Fujimore, K. (1980).- Comportamento geoquímico do urânio no campo do Agostinho - Poços de Caldas - Minas Gerais. *Instituto Astronômico e Geofísico da USP*, São Paulo, Brasil, 6 p.
- Gallahan, W. E. & Duncan, R. A. (1993).- Celadonites from the Troodos ophiolite, Cyprus : tracers of low temperature water-rock exchange and mineral precipitation in oceanic crust. *E.O.S. suppl.*, **74**, 43, p. 666.
- Garfunkel, Z. & Bartov, Y. (1977).- "The tectonics of the Suez rift". *Bull. Geol. Surv. Israël H*, p. 1-44.
- Garner, E. L., Murphy, T. J. & Gramlich, J. W. (1976).- Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium. *J. Res. U.S. Natl. Bur. Stand.*, sect. A, **79A**, p. 713-725.

- Gauthier, B. & Angelier, J. (1986).- Distribution et signification géodynamique des systèmes de joints en contexte distensif : un exemple dans le rift de Suez. *C.R.Acad.Sci. Paris*, **t 303**, Série II, n°12, p. 1147-1152.
- Genik, G. J. (1993).- Petroleum Geology of Cretaceous-Tertiary rift basins in Niger, Chad, and Central African Republic. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **77**, 8, p. 1405-1434.
- Girard, J. P., Aronson, J. L. & Savin, S. M. (1988).- Separation, K/Ar dating and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio measurements of diagenetic K-feldspar overgrowths: An example from the Lower Cretaceous arkoses of the Angola Margin. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **52**, p. 2207-2214.
- Góes, A. M. D. O., Souza, J. M. P. D. & Teixeira, L. B. (1990).- Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da bacia do Parnaíba. *Bol. Geoc. Petrobrás.*, **4**, 1, p. 55-64.
- Gomes, E. T. A. L., Gomes, C. B., Ruberti, E. & Morbidelli, L. (1990).- Carbonatite complexes from Brazil. *J. South Amer. Earth. Sci.*, **3** (1), p. 51-63.
- Gonçalves, N. M. M., Dudoignon, P. & Meunier, A. (1990).- The hydrothermal alteration of continental flows in Northern Paraná Basin (Ribeirão Preto, São Paulo State, Brazil). *Sci. Géol. Mém.*, **88**, p. 153-162.
- Gordon, A. & Ort, M. H. (1993).- Edad y correlacion del plutonismo subcordillerano en las provincias de Rio Negro y Chubut (41° - $42^{\circ}30'$ L.S.). 13° Cong. Geol. Argentino y 2° Congr. Exploracion Hidrocarburos., *Actas* **4**, p. 120-127.
- Grand, T. (1987).- Exemples de structures en extension et de leur influence sur les déformations postérieures dans le domaine Tethysien (Bourg d'Oisans, Alpes occidentales françaises, et Troodos, Chypre). *Thèse Doct.*, Univ. J. Fourier, Grenoble, France, 243 p.
- Guardado, L. R., Gamboa, L. A. P. & Lucchesi, C. F. (1989).- Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil. A model for a producing Atlantic type basin. In : Edwards, J. D. & Santogrossi, P. A., éd., *Divergent/Passive Margin Basins*, Amer. Assoc. Petroleum Geologists. Mem., **48**, p. 3-80.

- Guiraud, M. (1990a).- Mécanisme de formation du bassin sur décrochements multiples de la Haute-Bénoué (Nigéria) : faciès et géométrie des corps sédimentaires, microtectonique et déformations synsédimentaires. *Mém., Univ. Sciences Techniques Languedoc - Montpellier, France*, 415 p.
- Guiraud, M. (1990b).- Tectono-sedimentary framework of the early cretaceous continental Bima Formation (Upper Benue trough; NE Nigeria). *In* : Kogbe, C. A. & Lang, J., éd., African continental Phanerozoic sediments, J. Afric. Earth. Sci., sp. issue, **10**, 1-2, p. 341-353.
- Guiraud, M. (1993).- Rifting Jurassique supérieur-Rifting Crétacé inférieur et inversion tectonique Crétacé supérieur par transpression dans le Bassin de la Haute-Bénoué (NE Nigeria). *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf - Aquitaine*, **17**, 2, p. 371-384.
- Guiraud, R. & Maurin, J. C. (1991).- Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur : synthèse structurale, mise en évidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. *Bull. Soc. Géol. France*, **t.162**, n° 5, p. 811- 823.
- Halliday, A. N. (1978).- ^{40}Ar - ^{39}Ar stepheating studies of clay concentrates from Irish orebodies. *Geochim.Cosmochim. Acta*, **42** (12), p. 1851-1858.
- Halliday, A.N. (1980).- K-Ar dating of mineral deposits. *J.Geol.Soc.London*, **137**, p. 101-102.
- Halliday, A.N. & Mitchell, J.G. (1976).- Structural, K-Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar age studies of adularia K-feldspars from the Lizard Complex, England. *Earth Plan. Sci. Letters*, **29**, p. 227-237.
- Halliday, A. N. & Mitchell, J. G. (1984).- K-Ar ages of clay-size concentrates from the mineralization of the Pedroches batholith, Spain, and evidence for Mesozoic hydrothermal activity associated with the break up of Pangea. *Earth Plan.Sci.Letters.*, **68**, (2), p. 229-239.
- Hamilton, P. J., Kelley, S. & Fallick, A. E. (1989).- K-Ar dating of illite in hydrocarbon reservoirs. *Clay Miner.*, **24**, p. 215-231.

- Hanes, J. A., Archibald, D. A., Hodgson, C. J. & Robert, F. (1992).- Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70 - to 100 - m.y. time gap between plutonism, metamorphism and mineralization. *Econ. Geol.*, **87**, 7, p. 1849-1861.
- Haq, B. U. & Van Eysinga, F. W. B. (1987).- Geological time table, fourth revised, enlarged and updated edition. Amsterdam, Elseviers, B.V., 1 p, chart.
- Harper, C. T. (1970).- Graphical solutions to the problem of $^{40}\text{Ar}^*$ loss from metamorphic minerals. *Eclog. Geol. Helv.*, **63**, 1, p. 1500-1507.
- Harry, D. L. & Sawyer, D. S. (1992).- Basaltic volcanism, mantle plumes, and the mechanics of rifting : The Paraná flood basalt province of South America. *Geology*, **v.20**, p. 207-210.
- Harvey, C. H. & Browne, P. R. L. (1991).- Mixed-layer clay geothermometry in the Wairakei geothermal field, New Zealand. *Clays and Clay Minerals*, **39**, 6, p. 614-621.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M., Peate, D. W., Regelous, M. & Rogers, N. W. (1992).- Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. *In*: Storey, B. C. & Pankhurst, R. J., eds., Magmatism and the Causes of Continental Break-up. *Spec. Publ. Geol. Soc. of London.*, **68**, p. 221-240.
- Heimann, A., Fleming, T. H., Elliot, D. H. & Foland, K. A. (1993).- A short interval of Jurassic continental flood basalt volcanism in Antarctica. *EOS.suppl.*, **74**, 43, p. 552.
- Hemley, J. J. & Hunt, J. P. (1992).- Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems. II. Some general geologic applications. *Econ. Geol.*, **87**, 1, p. 23-43.
- Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton, P. B. J. & Whitney, J. A. (1984).- Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Soc. Econ. Geologists, Reviews Econ. Geol.*, **v.1**, 267 p.,
- Hill, R. I., Campbell, I. H., Davies, G. F. & Griffiths, R. W. (1992).- Mantle plumes and continental tectonics. *Science*, **256**, p. 186-193.
- Holtzapffel, T. (1985).- Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Geol. du Nord, publ. n°12*, 136 p.

- Hradetzky, H. & Lippolt, H. J. (1993).- Generation and distortion of Rb/Sr whole-rock isochrons - effects of metamorphism and alteration. *Eur. J. Mineral*, **5**, p. 1175-1193.
- Huang, W. L. (1990).- Illitic clay formation during experimental diagenesis of arkoses. Symposium "Clays in Sandstone", Oct. 1990, Clay Mineral Soc. Conf. Annual Meet., p.
- Iacumin, P., Piccirillo, E. M. & Longinelli, A. (1991).- Oxygen isotopic composition of lower Cretaceous tholeiites and Precambrian basement rocks from the Paraná basin (Brazil) : the role of water-rock interaction. *Chem. Geol.*, **86**, p. 225-237.
- Issler, R. S. & Freire, F. A. (1985).- A diversidade dos granitos da região sul do Brasil. Simp. Sul - Brasileiro de Geol., 2, Florianópolis - Brasil., Anais SGB, p. 89-101.
- Jebtrak, M. (1984).- Contribution à l'histoire naturelle des filons (F,Ba) du domaine varisque français et marocain. *Thèse Doct.*, Univ. Orléans, France, 486 p.
- Jenkins II, R. E. (1987).- Geology of the Clugger fluorite deposit, Mato Preto, Paraná, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**, p. 288-294.
- Jobin-Yvon. (1988).- Spectroanalyseur JY 24, description, fiche technique I.S.A. Jobin Yvon, Doc interne n° 24 ICP section 1. réf. 31027317, Juin 1988. 31 p.
- Johansing, R. J. & Thompson, T. B. (1990).- Geology and origin of Sherman-type deposits, central Colorado. In : Beatty, D. W., Landis, G. P. & Thompson, T. B., éd., "Carbonate-hosted sulfide deposits of the central Colorado mineral belt", Econ. Geol. Monograph, **7**, p. 367-394.
- Karche, J. P. & Vachette (1976).- Migration des complexes subvolcaniques à structure annulaire du Niger. Conséquences. *C.R.Acad.Sci. Paris*, **D**, **282**, p. 2033-2036.
- Karner, G. D., Steckler, M. S., Omar, G. I. & Kohn, B. (1989).- Fission-track results from Newark basin : implications for hydrothermal events. *E.O.S. Suppl.*, **71**, 43, p. 1606.
- Kawashita, K., Mahiques, M. M. de. & Ulbrich, H. (1984).- Idades Rb/Sr de nefelina sienitos do anel norte do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. 2° relatório de Iniciação Científica FAPESP., **83/0507-0**, 16 p. inédit.

- Kiefel, B. (1973).- Générateur électronique apériodique de chauffage haute-fréquence. *Thèse D.E.S.T.*, Univ. Strasbourg, France, 39 p.
- Klemm, W., Strauch, G. & Kaempfer, H. (1990).- Chemical and isotopic analyses of fluid inclusions in Variscan and post-Variscan fluorite and barite occurrences in the Erzgebirge Mountains, Vogtland, Thuringia Mountains, and Harz Mountains, Germany. Proc. Symp. Barite and Barite deposits, Prague, Geol. Surv., p. 7-15.
- Klitgord, K. D. & Schouten, H. (1986).- Plate Kinematics of the central Atlantic. In : Vogt, P. R. & Tucholke, B. E., éd., The Geology of North America, V.M., The Western North Atlantic Region., Geological Society of America, p. 351-378.
- Konstantinov, M. M., Rosenblum, I. S. & Strujkov, S. F. (1993).- Types of epithermal silver deposits, northeastern Russia. *Econ. Geol.*, **88**, 7, p. 1797-1809.
- Krynauw, J. R., Behr, H. J. & Van Den Kerkhof, A. M. (1994).- Sill emplacements in wet sediments: fluid inclusion and cathodoluminescence studies at Grunehogna, western Dronning Maud Land, Antarctica. *J.Geol.Soc. London*, **151**, p. 777-794.
- Kubler, B. (1966).- La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Colloque sur les étages tectoniques, La Baconnière, Univ. Neuchâtel-Suisse., p. 105-122.
- Lameyre, J., Black, R., Bonin, B. & Giret, A. (1984).- Les provinces magmatiques de l'Est Américain, de l'Ouest Africain et des Kerguelen. Indications d'un contrôle tectonique et d'une initiation superficielle du magmatisme intraplaque et des processus associés. *Ann. Soc. Géol. Nord*, tome C III, p. 101-114.
- Lana, M. d. C. (1990).- Bacia de Sergipe - Alagoas : uma hipótese de evolução tectono - sedimentar. In : Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J., éd., Origem e Evolução de Bacias Sedimentares, Petrobrás, Rio de Janeiro - Brasil, p. 311-332.
- Lancelot, J. & Vella, V. (1989).- Datation U-Pb liasique de la pechblende de Rabejac. Mise en évidence d'une préconcentration uranifère permienne dans le Bassin de Lodève (Hérault). *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, 5,2, p. 309-315.

- Le Pichon, X. (1968).- Sea - floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73, p. 3661-3697.
- Lee, M., Aronson, J. L. & Savin, S. M. (1985).- K-Ar dating of time of gas entrapment in Rotliegendes sandstone, The Netherlands. *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 69, p. 1381-1385.
- Lelarge, M. L. M. V. (1993).- Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (dôme de Ponta Grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'Arc Alpin, France). *Thèse Doct.*, Univ. J. Fourier, Grenoble, France, 252 p.
- Lemoine, M. (1985).- Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys Ligure. *Bull. Soc. Géol. France.*, T 1, 1, p. 126-137.
- Lemoine, M. (1984).- La marge occidentale de la Téthys Ligure et les Alpes Occidentales. (G. Boillot coord.). *In* : Masson, éd., Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, Paris, p. 155-248.
- Leroy, J. & Cathelineau, M. (1982).- Les minéraux phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium, I. Cristallochimie des micas hérités et néoformés. *Bull. Minéral.*, 105, p. 99-109.
- Lhégu, J., Jébrak, M., Tournay, J. C. & Ziserman, A. (1982).- Les filons de fluorine et de barytine du Massif Central Français. *Bull. Bureau Rech. Géol. Minières, sect. II*, 2, p. 165-177.
- Liewig, N., Clauer, N. & Sommer, F. (1987a).- Rb-Sr and K-Ar dating of clay diagenesis in jurassic sandstone oil reservoir, North Sea. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 71(12), p. 1467-1474.
- Liewig, N., Mossmann, J. R. & Clauer, N. (1987b).- Datation isotopique K-Ar d'argiles diagénétiques de réservoirs gréseux : mise en évidence d'anomalies thermiques au Lias inférieur en Europe Nord-Occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 303, série II*, 13, p. 707-710.

- Lippolt, H. J. (1991).- Zeitliche Erfassung von epigenetischen Stoffumsetzungen; Wege und Ergebnisse nach Beispielen aus Schwarzwald und Harz. *In* : Friedrich, A., éd., Proc. Rauscholzhausen Meet., p. 25-61.
- Lippolt, H. J., Mertz, D. F. & Ziehr, H. (1985).- The late Permian Rb-Sr age of a K-feldspar from the Wölsendorf mineralization (Oberpfalz, FR. Germany). *Neues Jahrb Mineral, Monatsh.*, 2, p. 49-57.
- Lippolt, H. J. & Oesterle, F. P. (1977).- Argon retentivity of the mineral langbeinite. *Naturwissenschaften*, p. 64-90.
- Libouty, L. (1982).- Tectonophysique et Géodynamique. Masson, éd., Paris, 339 p.
- Lydon, J. W. (1988).- Volcanogenic massive sulphide deposits Part 1 : Descriptive model. Part 2 : Genetic models. *In* : Roberts, R. G. & Sheahan, P. A., éd., Ore deposit models., Geosc. Canada, Reprint Series, 3, p. 145-182.
- Mac Dougall, I. & Stipp, J. J. (1969).- Potassium-Argon isochron. *Trans. Am. Geophys. Union*, 50, p. 330.
- Macedo, M. H. F. (1982).- Les systèmes isotopiques Rb-Sr et K-Ar dans les argiles extraites de sédiments carbonatés. Application à la datation du Protérozoïque sédimentaire du Brésil dans les états de Bahia et Santa Catarina. *Thèse Doct.*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, France, 119 p.
- Mackenzie, D. P. (1978).- Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Plan. Sci. Letters.*, v. 40, p. 25-32.
- Mahood, G.A. & Drake, R.E. (1982).- K-Ar dating young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, p. 1232-1241.
- Marcoux, E., Pelisson, P., Baubron, J. C., Lhégu, J. & Touray, J. C. (1990).- Ages des formations filoniennes à fluorine-barytine-quartz du district de Paulhaguet (Haute Loire, Massif Central Français). *C.R.Acad.Sci. Paris*, 311, p. 829-835.

- Marques, L. S., Piccirillo, E. M., Melfi, A. J., Comin-Chiaramonti, P. & Bellieni, G. (1988).- Geochemistry and REE distribution of flood basalt-rhyolite suites from the Paraná Basin (Brazil). Internat. Conf. "Geochemical Evolution of the Continental Crust", Poços de Caldas, Brazil, 11-16 July 1988, p. 70-79.
- Martin, S. (1981).- Episyénitisation et minéralisation dans le leucogranite d'Hyverneresse (Nord Millevaches, M.C.F.). Pétrographie, minéralogie, géochimie, inclusions fluides. *Thèse Doct. spécialité Pétrologie*, Univ. Clermont Fd, France, 217 p.
- Mascle, J., Auroux, C. & Collab (1989).- Les marges continentales transformantes Ouest-Africaines. Guinée, Côte d'Ivoire, Ghana et la zone de fracture de la Manche. Campagne Equamarge II. Campagnes océanogr. Françaises, Ifremer, 8, p. 150.
- Mascle, J., Blarez, E. & Marinho, M. (1988).- The shallow structures of the Guinea and Ivory coast-Ghana transform margins : their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution. *Tectonophysics*, 155, p. 193-209.
- Mascle, J., Marinho, M. & Vannesson, J. (1986).- The structure of the Guinean continental margin : implication for the connection between the central and the south Atlantic Oceans. *Geol. Rundschau*, 75, 1, p. 57-70.
- Masse, P. (1983).- Relations possibles entre fossés d'effondrement, décrochement et bombements dans les rifts intracontinentaux. *Soc. Nat. Elf Aquitaine (Prod.)*, n° 7, p. 149-154.
- Matthews J.C., Velde, B. & Johansen, H. (1994).- Significance of K/Ar ages of authigenic illitic clay minerals in sandstones and shales from the North Sea. *Clay Minerals*, 29, p. 379-389.
- Maurin, J. C. & Guiraud, R. (1990).- Relationships between tectonics and sedimentation in the Barremo-Aptian intracontinental basin of northern Cameroon. In : Kogbe, C. A. & Lang, J., éd., African continental Phanerozoic sediments., J. Afr. Earth Sci. sp. issue, 10, 1-2, p. 331-340.

- Mendonça, J. C. G. S., Decampos, M., Braga, A. D. P. G., De Souza, E. M., Favali, J. C. & Leal, J. R. L. V. (1985).- Jazida de urânio de Itataia, Ceará. Principais depósitos minerais do Brasil. *DNPM*, v. 1, p. 121-131.
- Merceron, T., Bonhomme, M. G., Fouillac, A. M., Vivier, G. & Meunier, A. (1987).- Pétrologie des altérations hydrothermales du sondage GPF Echassières n° 1. *Géol. Profonde de la France, Mém. n° 1*, Géol. de la France, 2, 3, p. 259-269.
- Mertz, D. F., Lippolt, H. J. & Müller, G. (1990).- Isotopic dating of adularia - bearing epigenetic mineralization. I. Saar - Nahe region / Southwest Germany. *European J. Mineral*, 2,1, p. 89-102.
- Meunier, A., Formoso, M. L. L., Patrier, P. & Chies, J. O. (1988).- Altération hydrothermale de roches volcaniques liée à la genèse des améthystes - Bassin du Paraná Sud du Brésil. *Geochimica Brasiliensis*, 2 (2), p. 127-142.
- Meunier, A., Velde, B., Beaufort, D. & Parneix, J. C. (1987).- Dépôts minéraux et altérations liés aux microfracturations des roches : un moyen pour caractériser les circulations hydrothermales. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (t III), 5, p. 971-979.
- Mitchell, J. G. & Ineson, P. R. (1988).- Models of single-stage concomitant potassium-argon exchange : an interpretation of discordant whole rock K-Ar data from hydrothermally altered igneous rocks of the South Pennine ore field, U.K. *Earth Plan.Sci.Letters.*, 88, p. 69-81.
- Miyashiro, A. (1973).- Metamorphism and metamorphic belts. *George Allen and Unwin.*, London 492 p.
- Mizusaki, A. M. P., Dos Anjos, S. M. C., Wanderley Filho, J. R., Da Silva, O. B., Da Costa, M. D. G. F., De Lima, M. P. & Kawashita, K. (1990).- Datação K/Ar de Ilitas diagenéticas. *Bol. Geoc. Petrobrás.*, Rio de Janeiro, Brasil, 4, n° 3 jul/set., p. 237-252.
- Molins, R. (1980).- Le microscope électronique à balayage et la microanalyse X à sélection d'énergie. *J. du Four électr. et des Indus. électrochimiques*, Juin-Septembre 1980, 6 et 7, 14 p.

- Montenat, C., Burollet, P., Janige, J. J., Ott D'Estevou, P. & Purser, B. (1986).- La succession des phénomènes tectoniques et sédimentaires néogènes sur les marges du Rift de Suez et de la mer Rouge nord occidentale. *C.R.Acad.Sci. Paris*, **t.303**, **serie II**, n° 3, p. 213-218.
- Moore, D. M. & Reynolds, R. C. J. (1989).- X - Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford Univ.Press, Oxford, New-York, 332 p.
- Morad, S. (1990).- Mica alteration reactions in Jurassic reservoir sandstones from the Haltenbanken area, offshore Norway. *Clays and Clay Minerals.*, **38**, 6, p. 584-590.
- Moretti, I. (1987).- Modélisation de l'extension intracontinentale. Exemple du golfe de Suez. *Thèse Univ. D'Orsay*, Paris Sud, France.
- Mossmann, J. R. (1987).- Conditions physico-chimiques d'évolution de réservoirs gréseux. Approche pétrologique, minéralogique et isotopique. Application aux grès rhetiens du bassin de Paris. *Thèse Doct.*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, France, 123 p.
- Mossmann, J. R. (1991).- K-Ar dating of authigenic illite - smectite material : application to complex mixtures of mixed layer assemblages. *Clay Miner.*, **26** (2), p. 189-198.
- Mossmann, J. R., Clauer, N. & Liewig, N. (1992).- Dating thermal anomalies in sedimentary basins : the diagenetic history of clay minerals in the Triassic sandstones of the Paris Basin (France). *Clay Miner.*, **27**, p. 211-226.
- Murata, K. J., Formoso, L. L. M. & Roisemberg, A. (1987).- Distribution of zeolites in lavas of southeastern Paraná Basin, state of Rio Grande do Sul, Brasil. *Journal of Geology - University of Chicago.*, **95**, p. 455-467.
- Mussett, A. E. & Taylor, G. K. (1994).- ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages for dykes from the Falkland Islands with implications for the break-up of southern Gondwanaland. *J. Geol. Soc. London*, **151**, p. 79-81.
- Nasson, R. (1993).- Heating of Deccan-type flood basalts by antipodal convergence of the seismic surface waves from a meteorite impact. *EOS-Suppl.*, **74**, 43, p. 556.

- Nicolaysen, C. O. (1961).- Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, **91**, p. 198-206.
- Nier, A. O. (1950a).- A redetermination of the relative abundances of the isotopes of neon, krypton, rubidium, xenon and mercury. *Phys. Rev.*, **79**, p. 450-454.
- Nier, A. O. (1950b).- A redetermination of relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.*, **77**, p. 789-793.
- Nürnberg, D. & Müller, R. D. (1991).- The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics*, **191**, p. 27-53.
- Nziengui, J. J. (1993).- Excès d'argon radiogénique dans les quartz des fissures tectoniques : implications pour la datation des séries métamorphiques. L'exemple de la coupe de la Romanche, Alpes occidentales Françaises. *Thèse Doct.*, Univ. J. Fourier, Grenoble, France, 209 p.
- O'Connor, J. M. & Duncan, R. A. (1990).- Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system : Implication for African South American plate motion over plumes. *J. Geophys. Res.*, **v. 95**, p. 17, 475-17,502.
- O'Connor, J. M. & Le Roex, A. P. (1992).- South Atlantic hot spot-plume systems : 1. Distribution of volcanism in time and space. *Earth Plan.Sci.Letters.*, **113**, p. 343-364.
- Obradovich, J. D., Tatsumoto, M., Manuel, O. K., Mehnert, H., Domenick, M. & Wildman, T. (1982).- K-Ar and K-Ca dating of sylvite from the late permian Salado Formation, New Mexico : implications regarding stability of evaporite minerals. Fifth international conference on geochronology, cosmochronology, isotope geology., Nikko National Park - Japan, June 27 - July 2, p. 283-284.
- Odin, G. S. (1982).- Numerical dating in stratigraphy. John Wiley & Sons., Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, **2T**, 1040 p.
- Odin, G.S. & Dodson, M.H. (1982).- Zero isotopic age of glauconies. In: G.S.Odin (ed) Numerical dating in stratigraphy, John Wiley & Sons., Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, **1T**, p. 277-305.

- Odin, G.S. & Keppens, E. (1985).- Géochimie isotopique des glauconies au cours de leur formation. *Géochronique*, n° 13, p. 13.
- Odin, G. S. & Odin, C. (1990).- Echelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, 35, p. 12-21.
- Oliveira, L. O. A. (1989).- Aspectos da evolução termomecânica da Bacia do Paraná no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 19, n° 3, p. 330-342.
- Pacquet, A. (1968).- Analcime et argiles diagénétiques dans les formations sédimentaires de la région d'Agadès (République du Niger). *Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, n° 27, 221 p.
- Pagel, M. & Leroy, J. L. (eds), (1991).- Source, transport and deposition of metals. *Balkema, Rotterdam, Brookfield*, 841 p.
- Pankhurst, R. J., Rapela, R. W. & Marquez, M. J. (1993a).- Geocronologia y petrogenesis de los granitoides Jurasicos del Noreste del Macizo del Deseado. XII Congr. Geol. Argentino y II Congr. Exploration de Hidrocarburos, *actas IV*, p. 134-141.
- Pankhurst, R. J., Sruoga, P. & Rapela, C. W. (1993b).- Estudio geocronologico Rb-Sr de los complejos Chon-Aike y el Quemado a los 47°30' L.S. XII Congr. Geol. Argentino y II Congr. Exploracion Hidrocarburos, *actas IV*, p. 171-178.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. & Mantovani, M. S. M. (1988).- Lithospheric to asthenospheric transition within the coastal margin CFB of the Paraná Province. Intern. Conf. "Geochem. Evolution of the Continental Crust", Poços de Caldas, Brazil, 11-16 July 1988, p. 80-83.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. & Mantovani, M. S. M. (1992).- Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America) : classification of magma types and their spatial distribution. *Bull. Volcanol.*, 55, 1 et 2, p. 119-139.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S. M. & Shukowsky, W. (1990).- Mantle plumes flood-basalt stratigraphy in the Paraná. *South America Geol.*, 18, p. 1223-1226.
- Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J.(eds) (1988)- The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin. Petrogenetic and geophysical aspects. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo, Brasil.

- Piccirillo, E. M., Melfi, A. J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Civetta, L., Marques, L. S., Petrini, R., Raposo, M. I. B. & Stolfa, D. (1988).- Petrogenetic aspects of continental flood basalt-rhyolite suites from the Paraná Basin (Brazil). Internat. Conf. "Geochemical Evolution of the Continental Crust", Poços de Caldas, Brazil, 11-16 July 1988, p. 91-92.
- Piccirillo, E. M., Raposo, M. I. B., Melfi, A. J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Cordani, U. G. & Kawashita, K. (1987).- Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil) : K-Ar age, Sr isotopes and geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, 1, p. 53-69.
- Pinault, Y. (1974).- Datation potassium-argon de phénomènes métamorphiques dans les Alpes Sud-occidentales. Technique et appareillage. Application. *Diplôme d'Ingénieur Géophysicien*, Univ. Louis.Pasteur. Strasbourg (Institut de physique du globe), France, 91 p.
- Popoff, M. (1988).- Du Gondwana à l'Atlantique sud : les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. In : Sougy, J. & Rodgers, J., éd., The West African Connection, J. Afric. Earth Sci., 7,2 sp. issue, p. 409-431.
- Popoff, M., Kampunzu, A. B., Coulon, C. & Esquevin, J. (1982).- Découverte d'un volcanisme mésozoïque dans le CE du Nigéria : datations absolues, caractères magmatiques et signification dans l'évolution du rift de la Bénoué. In : Popoff, M. & Tiercelin, J. J., éd., Rifts et fossés anciens. Résumé Commun. Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille, B19, p. 47-49.
- Popoff, M., Raillard, S., Mascle, J., Auroux, C., Basile, C. & Groupe Equamarge (1989).- Analyse d'un segment de la marge transformante du Ghana : résultats de la campagne Equamarge II (mars 1988). *C.R.Acad.Sci. Paris*, 309, p. 481-487.
- Porto da Silveira, C. L. P., Schorscher, H. D. & Miekeley, N. (1991).- The geochemistry of albitization and related uranium mineralization, Espinharas, Paraíba (PB), Brazil. *J. Geochemical Exploration*, 40, p. 329-347.

- Rabinowitz, P. D. & Labrecque, J. (1979).- The mesozoic south Atlantic ocean and evolution of its continental margins. *J. Geophys. Res.*, **84** (11), p. 5973-6002.
- Ramboz, C. & Charef, A. (1988).- Temperature, pressure, burial history, and paleohydrology of the Les Malines Pb-Zn deposit : Reconstruction from aqueous inclusions in barite. *Econ. Geol.*, **83**, p. 784-800.
- Rapela, C. W. & Pankhurst, R. J. (1992).- The granites of northern Patagonia and the Gastre fault system in relation to the break-up of Gondwana. In : Storey, B. C., Alabaster, T. & Pankhurst, R. J., éd., *Magmatism and the causes of continental break-up*, Geol. Soc. Spec. Publ., **68**, p. 209-220.
- Renac, C. (1994).- Diagenèse des minéraux argileux dans la marge passive cévenole (Forage G.P.F. Balazuc 1, France): structure cristalline, morphologie, composition isotopique, datation K/Ar et inclusions fluides. *Thèse Doct.*, Univ. de Poitiers, France, 185 p.
- Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I. G., Coe, R. S., Glen, J. M. & Prévot, M. (1992b).- The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, **258**, p. 975-979.
- Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I. G., Nardy, A. J. R., Coe, R. S., Glen, J. M., Prévot, M. & Perrin, M. (1992a).- Age and duration of Paraná flood volcanism in Brazil. *EOS Suppl.*, **73.43**, p. 531-532.
- Respaut, J. P. (1984).- Geochronologie et géochimie isotopique U - Pb de la minéralisation uranifère de la mine des Pierres Plantées (Lozère) et de son encaissant: le massif granitique de la Margeride. *Thèse Doct.: Spec. Géol.*, Univ. Montpellier 2, France, 140 p.
- Respaut, J. P., Cathelineau, M. & Lancelot, J. R. (1990).- Multistage evolution of the Pierres - Plantées uranium ore deposit (Margeride, France) : evidence from mineralogy and U-Pb systematics. *European J. Mineral.*, **1**, p. 85-104.
- Richards, J. P., Krogh, T. E. & Spooner, E. T. C. (1988).- Fluid inclusion characteristics and U-Pb rutile age of late hydrothermal alteration and veining at the Musoshi stratiform copper deposit, Central African Copper Belt, Zaire. *Econ. Geol.*, **83**, p. 118-139.

- Robert, P. (1985).- Histoire géothermique et diagénèse organique. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, Mém.*, **8**, 345 p., Pau.
- Roberts, R. G. & Sheahan, P. A. (1988).- Ore deposits models. *Geol. Ass. Canada Reprint Series*, n° **3**, 200 p.,
- Rocha Campos, A. C., Cordani, U. G., Kawashita, K., Sonoki, H. M. & Sonoki, I. K. (1989).- Age of the Paraná flood volcanism. In : Piccirillo, E. M. & Melfi, A. J., éd., *The mesozoic flood volcanics of the Paraná Basin. Petrogenetic and geophysical aspects.*, Instituto astronômico e geofísico. Univ. São Paulo, Brasil, p. 25-45.
- Roddick, J. C. & Farrar, E. (1971).- High initial argon ratios in hornblendes. *Earth Plan. Sci. Letters.*, **12**, **2**, p. 208-214.
- Ronchi, L. H., Touray, J. C., Michard, A. & Dardenne, M. A. (1993).- The Ribeira fluorite district, southern Brazil. Geological and geochemical (REE, Sm-Nd isotopes) characteristics. *Mineral. Deposita*, **28**, p. 240-252.
- Roth, E. & Poty, B. (1985).- Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels - applications. Masson-Paris, New York, Barcelone, Milan, México, São Paulo., 631 p.
- Santos, R. V. & Dardenne, M. A. (1988).- Fluorita de Mato Preto : um caso particular de mineralização de fluorita associada a complexo alcalino carbonatítico. 35° Congr. Brasileiro de Geol., Belém, Anais, SBG, p. 1251-1261.
- Savi, C. N. & Dardenne, M. A. (1980).- Zonação, paragênese e controles da mineralização de fluorita do filão Segunda Linha Torrens. Município de Morro da Fumaça, SC. 31° Congr. Brasileiro de Geol., Camboriú, Anais. SBG, **3**, p. 1743-1757.
- Schandl, E. S., Davis, D. W. & Krogh, T. E. (1990).- Are the alteration halos of massive sulfide deposit syngenetic ? Evidence from U-Pb dating of hydrothermal rutile at the Kidd volcanic center, Abitibi subprovince, Canada. *Geology*, **18**, p. 505-508.
- Scholle, P. A. (1979).- Constituents, textures, cements, and porosities of sandstones and associated rocks. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Mem.*, **28**, 201 p.

- Scopel, R., Formoso, M. L. L., Dudoignon, P. & Meunier, A. (1990).- Hydrothermal alteration of basalts, southern Paraná Basin - Brazil. Geochemistry of the Earth's surface and of mineral formation - 2nd International symposium, Aix en Provence, France, July 2/08/1990, p. 249-250.
- Scopel, R. M. (1993).- Altérations hydrothermales développées dans les basaltes à améthystes du Bassin du Paraná (São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brésil). *Thèse Doct.*, Univ. Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, (en préparation).
- Shafiqullah, M. & Damon, E. (1974).- Evaluation of K-Ar isochron methods. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **38**, p. 1341-1358.
- Sial, A. N. (1976).- The post-Paleozoic volcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **48**, p. 299-311.
- Sial, A. N., Oliveira, E. P. & Choudhuri, A. (1984).- Mafic dyke swarms of Brazil. In : Halls, H. C. & Fahrig, W. F., éd., Mafic dyke swarms, Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, **34**, p. 467-481.
- Sial, A. N., Pessoa, D. R. & Kawashita, K. (1976).- New potassium-argon ages, strontium isotope ratio measurement and chemistry of mesozoic basalts, state of Maranhão, Northeast Brazil. *Boletim mineralógico-Recife*, **4**, p. 59-72.
- Sibson, R. H., Moore, J. McM. & Rankin, A. H. (1975).- Seismic pumping, a hydrothermal fluid transport mechanism. *J. Geol. Soc. London*, **131**, p. 653-659.
- Sibuet, J. C. (1987).- Contribution à l'étude des mécanismes de formation des marges continentales passives. *Thèse Doct. Sciences: Géophys.*, Univ. de Bretagne Occidentale - Brest, France, 351 p.
- Sibuet, J. C., Hay, W. W., Prunier, A., Montadert, L., Hinz, K. & Fritsch, J. (1984).- Early evolution of the South Atlantic Ocean : role of the rifting episode. *Initial reports of the Deep sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, **75**, p. 469-481.
- Silva, D. C., Felipe, R. S. & Pontes, J. P. (1981).- Notas sobre as ocorrências de fluorita do Vale do Ribeira (PR - Brasil). *Simp. Reg. Geol.*, Anais, SBG, Curitiba, **3**, p. 1,21-35.

- Smith, C. B., Clark, T. C., Barton, E. S. & Bristow, J. W. (1994).- Emplacement ages of kimberlite occurrences in the Prieska region, southwest border of the Kaapvaal Craton, South Africa. *Chem. Geol.*, **113**, p. 149-169.
- Soliani Junior, E. (1986).- Os dados geocronológicos do escudo Sul-Rio-Grandense e suas implicações de ordem geotectônica. *Thèse Doutorado*, Univ. São Paulo, Brasil, 239 p.
- Soubiès, F., Melfi, A. J., Delvigne, J. & Sardela, I. A. (1991).- Mobilidade do zircônio na bauxitização de rochas alcalinas do maciço de Poços de Caldas, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**, (1), p. 17-22.
- Spalletti, L. A., Cingolani, C. A. & Varela, R. (1991).- Ambientes y procesos generadores de las sedimentitas portadoras de hierro en la plataforma silurico - eodevonica de la Patagonia, Republica Argentina. *Rev. Museo de la Plata, Seccion Geol.*, **10**, p. 305-318.
- Staudigel, H., Gillis, K. & Duncan, R. (1986).- K-Ar and Rb-Sr ages of celadonites from the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology*, **14**, p. 72-75.
- Steiger, R. H. & Jäger, E. (1977).- Subcommittee of geochronology : convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Plan. Sci. Letters*, **36**, p. 359-362.
- Strong, D. F. (1988).- A model for granophile mineral deposits. In : Roberts, R. G. & Sheahan, P. A., éd., Ore deposit models, Geosc. Canada, Reprint Series, **3**, p. 59-66.
- Surdam, R. C., Mac Gowan, D. B. & Dunn, T. L. (1989).- Diagenetic pathways of sandstone and shale sequences. *Contr. to Geol., Univ. of Wyoming*, **27**, 1, p. 21-31.
- Sutter, J. F. (1988).- Innovative approaches to the dating of igneous events in the early Mesozoic basins of the Eastern United States. In : Froehlich, A. J. & Robinson, J. R., éd., Studies of the early Mesozoic basins of the Eastern United States. U.S., Geol. Surv. Bull., **1776**, p. 194-199.
- Teixeira, W. (1978).- Significação tectônica do magmatismo anorogênico básico e alcalino na região Amazônica. *Thèse Mestrado*, Univ. São Paulo, Brasil, 99 p.
- Thomas, R. J., Von Veh, M. W. & Mc Court, S. (1993).- The tectonic evolution of southern Africa : an overview. *J. African Earth Sci.*, **16**, N° 1/2, p. 5-24.

- Thomaz Filho, A. (1976).- Potencialidades do método Rb-Sr para datação de rochas sedimentares argilosas. *Thèse Doct.*, Univ. São Paulo, Brasil, 128 p.
- Thomaz Filho, A., Cordani, U. G. & Marino, O. (1974).- Idades K/Ar de rochas basálticas da bacia Amazônica e sua significação tectônica regional. 28° Congr. Brasileiro de Geol., Anais, Porto Alegre, p. 273-278.
- Thorez, J. (1975).- Phyllosilicates and clay minerals. A laboratory hand book for their X-Ray diffraction analysis. Lelotte, G., Dison (Belgique, B - 4820), 580 p.
- Tisserant, D. & Odin, G.S. (1979).- Datation isotopique de glauconies miocènes d'Afrique du Nord-Ouest. *C.R.Sommaire Soc.Géol.France*, 4, p. 188-190.
- Touray, J. C. & Bellon, H. (1976).- Observations à la note : "Sur la signification paléogéographique de certaines minéralisations filoniennes à fluorine-barytine" de J. Barbier. *Mém. H. Série Soc. Géol. de France*, 7, p. 93-94.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C. & Mantovani, M. (1994).- Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth Plan.Sci.Letters*, 121, p. 333-348.
- Umeji, A. C. & Caen-Vachette, M. (1983).- Rb-Sr isochron from Gboko and Ikuyen rhyolites and its implications for the age and evolution of the Benue trough, Nigeria. *Geol. Mag.*, 120, p. 529-533.
- Vidal, P. (1968).- La méthode potassium argon dans la datation des séries sédimentaires. Application aux sédiments du bassin de Franceville. *Thèse Doc. Spéc. Géol.*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, France, 55 p.
- Villemin, T., Angelier, J. & Bergerat, F. (1984).- Tectoniques en extension et subsidence dans le Nord-Est de la France. *Ann. Soc. Geol. Nord.*, t. C III, p. 221-229.
- Villemin, T. & Bergerat, F. (1987).- L'évolution structurale du fossé Rhénan au cours du Cénozoïque : un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. *Bull. Soc. Géol. France* (8), t. III, n° 2, p. 245-255.

- Vogt, P. R. & Einwich, A. M. (1979).- Magnetic anomalies and sea-floor spreading in the Western North Atlantic, and a revised calibration of the Keatley (M) geomagnetic reversal chronology. In : Tucholke, B. E., Vogt, P. R. et al., éd., *Init. Repts. DSDP*, 43, Washington (US Govt. Printing Office), p. 857-876.
- Walgenwitz, F., Pagel, M., Meyer, A., Maluski, H. & Monié, P. (1990).- Thermo chronological approach to reservoir diagenesis in the offshore Angola basin : a fluid inclusion, ^{40}Ar - ^{39}Ar and K-Ar investigation. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 74, 5, p. 547-563.
- Wegener, A. (1929).- Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Vieweg, Braunschweig.
- White, R. & McKenzie, D. (1989).- Magmatism at rift zones : the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94, p. 7685-7730.
- Williamson, J. H. (1968).- Least - squares fitting of a straight line. *Can.J.Phys.*, 46, p. 1845-1847.
- Wilson, T. (1976).- Continents adrift and continents aground - reading from Scientific American : San Francisco. Freeman, W. H. & Co., 230 p.
- Yermolayev, N. P. (1973).- Uranium and thorium in regional and contact metamorphism. *Transl. Geokhimiya*, 4, p. 551-558.
- Zalán, P. V., Conceição, J. C. J., Wolff, S., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi, V. T., Santos Neto, E. V. dos, Cerqueira, J. R., Zanotto, O. A. & Paumer, M. L. (1986).- Análise da Bacia do Paraná, Relatório Interno. *Petrobrás. Depex / Cenpes* n° 1035 - 5765, Rio de Janeiro, Brasil, 5 vols.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C. J., Marques, A., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi, V. T. & Zanotto, O. A. (1990).- Bacia do Paraná. In : Gabaglia, G. P. R. & Milani, E. J., éd., *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro-Brasil, p. 135-168.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C. J., Vieira, I. S., Astolfi, M. M. M., Appi, V. T. & Zanotto, O. A. (1987).- A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, 17 (3), p. 242-252.

Zisermann, A. (1980).- Les gisements de Chaillac (Indre) : la barytine des Redoutières, la fluorine du Rossignol. Association d'un gîte stratiforme de couverture et d'un gîte filonien du socle. *Mém. Bureau Rech. Géol. Minières*. n° 112, fasc. E3, 46 p.

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Schéma géographique de l'Amérique du Sud et localisation des sites étudiés.....	p 21
Fig. 2 - Coupes géologiques schématisques dans le Bassin de Sergipes-Alagoas.....	p 23
Fig. 3 - Modèle du cisaillement simple de la lithosphère.....	p 28
Fig. 4 - Les quatre étapes principales de l'évolution d'une marge continentale stable.....	p 31
Fig. 5 - Confrontation de l'histoire tectonique et sédimentaire d'un secteur de la marge passive européenne (massifs dauphinois, (A) avec celle du rift néogène de Suez, (B).....	p 33
Fig. 6 - Principaux événements sédimentaires et structuraux néogènes dans le Golf de Suez...	p 34
Fig. 7 - Chronologie comparée des épisodes tectono-sédimentaires des principaux bassins d'Afrique et du Nord-Est du Brésil au Crétacé inférieur.....	p 39
Fig. 8 - Reconstruction de l'Atlantique Sud lors de l'anomalie M' (environ 120 Ma) peu après le début de la dérive océanique.....	p 42
Fig. 9 - Distance depuis Tristan da Cunha le long des chaînes volcaniques (km).....	p 44
Fig. 10 - Schéma de préparation des argiles pour diffractométrie analyses chimique et isotopique.	p 58
Fig. 11 - Confection de pâtes orientées.....	p 59
Fig. 12 - Schéma de préparation d'une poudre non orientée.....	p 60
Fig. 13 - Modèle d'évolution isotopique dans le diagramme $(Ac/S) = f(P/S)$	p 69
Fig. 14 - Schéma de la transmutation radioactive du nuclide ^{40}K	p 71
Fig. 15 - Modèles d'isochrone dans le diagramme $^{40}Ar = f(^{40}K)$ ou dans le diagramme $^{40}Ar/^{36}Ar = f(^{40}K/^{36}Ar)$	p 74
Fig. 16 - Excitation du champ électronique d'un élément.....	p 78
Fig. 17 - Courbe d'étalonnage de la chaîne de traitement par plasma ICP.....	p 79
Fig. 18 - Schéma récapitulatif de la dosage du potassium.....	p 81
Fig. 19 - Schéma de la rampe d'extraction et de purification des gaz.....	p 83
Fig. 20 - Schéma du four d'extraction des gaz.....	p 84
Fig. 21 - Spectre théorique de dilution isotopique.....	p 88
Fig. 22 - Schéma de la technique du dosage de l'argon.....	p 90
Fig. 23 - Carte géologique du champ filonien Segunda linha de Torrens.....	p 101
Fig. 24 - Evolution de la paragenèse dans les champs filoniens Segunda linha de Torrens.....	p 102

Fig. 25 - Diagramme : Variation de l'âge apparent (Ma) en fonction de la proportion de kaolinite dans la fraction argileuse.....	p 109
Fig. 26 - Diagramme isotopique Haper: échantillons d'argiles de la mine Santa Catarina.....	p 111
Fig. 27 - Diagramme isotopique Roddick et Farrar: échantillons de la mine Santa Catarina.....	p 111
Fig. 28 - Diagramme isotopique Rb/Sr: échantillons d'argiles du prospect Rio Fortuna (SC).....	p 113
Fig. 29 - Carte de localisation des principaux gisements de fluorite de la vallée du Ribeira (Etat du Paraná), sur fond géologique régional.....	p 119
Fig. 30 - Schéma de prélèvement des échantillons dans la mine Sete Barras (Pr).....	p 120
Fig. 31 - Coupe schématique de la mine Mato Dentro (SP).....	p 123
Fig. 32 - Carte géologique simplifiée de la région nordest de l'Etat de São Paulo et du sud de l'Etat de Minas Gerais.....	p 128
Fig. 33 - Schéma simplifié de l'évolution du complexe alcalin de Poços de Caldas (MG).....	p 131
Fig. 34 - Diagramme isotopique Roddick et Farrar: échantillons d'argiles de la mine d'uranium de Poços de Caldas (MG).....	p 135
Fig. 35 - Diagramme isotopique Harper: échantillons d'argiles de la mine d'uranium de Poços de Caldas (MG).....	p 135
Fig. 36 - Diagramme isotopique Rb/Sr: échantillons d'argiles de la mine d'uranium de Poços de Caldas (MG).....	p 137
Fig. 37 - Carte de localisation du gisement de fluorite de Tanguá, Rio de Janeiro, sur fond géologique régional.....	p 139
Fig. 38 - Diagramme isotopique Roddick et Farrar: échantillons d'argiles de la mine d'uranium de Itataia (CE).....	p 148
Fig. 39 - Teneurs en TiO ₂ des différentes générations de micas.....	p 148
Fig. 40 - Gisement d'Espinharas - Modèle de contrôle de la minéralisation.....	p 150
Fig. 41 - Diagramme isotopique Roddick et Farrar: mine d'uranium d'Espinharas (PB).....	p 155
Fig. 42 - Colonne chronolithostratigraphique du Bassin du Paraná montrant la distribution dans le temps et l'espace des principales unités lithologiques selon une coupe SSE-NNW.....	p 159
Fig. 43 - Carte de localisation des puits étudiés dans le Bassin du Paraná.....	p 161
Fig. 44 - Schéma d'altération hydrothermale du verre basaltique.....	p 175

Fig. 45 - Diagramme isotopique Roddick et Farrar: Céladonites (Planalto, RS).....	p 177
Fig. 46 - Variation de l'âge des apophyllites en fonction de leur teneur en potassium.....	p 180
Fig. 47 - Modèle schématique des filons fluo-barytiques du gisement Rossignol - Redoutières, Indre, France.....	p 190
Fig. 48 - Schéma géographique de l'Amérique du Sud et localisation des sites étudiés.....	p 191
Fig. 49 - Coupe schématique N-S le long du méridien 52°W montrant la stratigraphie interne de la séquence lavique du Bassin du Paraná, fondée principalement sur les données de sondage.....	p 202
Fig. 50 - Relations supposées entre le magmatisme, le rifting et le point chaud Tristan da Cunha, à 137, 132, 126 et 38p 204	
Fig. 51 - Evolution paleotectonique des bassins du Golfe de Guinée.....	p 212
Fig. 52 - Reconstruction de la position des continents autour de l'Atlantique à l'époque du rifting.....	p 215
Fig. 53 - Coupe schématique de la minéralisation typique du gisement de Creede, Colorado, USA.....	p 217
Fig. 54 - Schéma du modèle hydrologique supposé avoir été à l'origine de la formation du minerai à Gilman, Colorado, USA.....	p 218
Fig. 55 - Coupe de la partie sud de la mine de Sherman, Colorado, USA, montrant les relations entre le minerai situé dans la brèche, les failles normales et la faille majeure.....	p 219

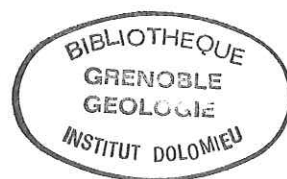
LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Principaux épanchements de basaltes de traapp et fragmentation continentale.....	p 46
Tableau 2 - Position (CuK α) des réfractions utiles pour estimer le pourcentage d'illite dans les interstratifiés I/S.....	p 62
Tableau 3 - Réfractions principales, de minéraux non argileux, observables sur les diffractogrammes de préparations orientées.....	p 63
Tableau 4 - Teneurs moyennes en ⁴⁰ Ar rad des minéraux standards interlaboratoires.....	p 89
Tableau 5 - Prélèvements des échantillons récoltés sur le prospect Rio Facão - Rio Fortuna (SC).....	p 103

Tableau 6 - Données minéralogiques des fractions argileuse < 2 µm mine Santa Catarina (SC)...	p 104
Tableau 7 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés mine Santa Catarina (SC).....	p 104
Tableau 8 - Données minéralogiques des fractions < 2 µm mine Nosa Senhora do Carmo (SC)...	p 104
Tableau 9 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés mine Nossa Senhora do Carmo (SC).....	p 105
Tableau 10 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm Rio Facão et Rio Fortuna (SC).....	p 105
Tableau 11 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés Rio Facão et Rio Fortuna (SC).....	p 105
Tableau 12 - Données analytiques potassium - argon du district minier de Santa Catarina (SC)...	p 106
Tableau 13 - Données isotopiques Rb/Sr des argiles de la mine Santa Catarina et du prospect de Rio Facão (SC).....	p 106
Tableau 14 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm Sierra Grande, Patagonie, Argentine.....	p 116
Tableau 15 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm d'un échantillon non daté Sierra Grande, Patagonie, Argentine.....	p 116
Tableau 16 - Données analytiques potassium - argon Sierra Grande, Patagonie, Argentine.....	p 117
Tableau 17 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm Sete Barras, Adrianópolis (Pr).....	p 121
Tableau 18 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm d'un échantillon non daté Sete Barras, Adrianópolis (Pr).....	p 121
Tableau 19 - Données analytiques potassium - argon Sete Barras - Adrianópolis (Pr).....	p 121
Tableau 20 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm Mato Dentro, Apiaí (SP)...	p 124
Tableau 21 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés Mato Dentro, Apiaí (SP).....	p 124
Tableau 22 - Données analytiques potassium - argon Mato Dentro, Apiaí (SP).....	p 124
Tableau 23 - Données minéralogiques de fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés mine Del Rey, Mato Preto, Cerro Azul (Pr).....	p 126

Tableau 24 - Origine des prélèvements des échantillons récoltés à Poços de Caldas (MG).....	p 132
Tableau 25 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm Poços de Caldas (MG)....	p 133
Tableau 26 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés Poços de Caldas (MG).....	p 133
Tableau 27 - Données analytiques potassium - argon des fractions fines à Poços de Caldas (MG).....	p 133
Tableau 28 - Données isotopiques Rb/Sr des fractions fines de Poços de Caldas (MG).....	p 134
Tableau 29 - Données minéralogiques des fractions argileuse < 2 µm de Tanguá (RJ).....	p 141
Tableau 30 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés de Tanguá (RJ).....	p 141
Tableau 31 - Données analytiques potassium - argon des fractions fines de Tanguá (RJ).....	p 142
Tableau 32 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm de Itataia (CE).....	p 145
Tableau 33 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés de Itataia (CE).....	p 146
Tableau 34 - Données analytiques potassium - argon des fractions fines de Itataia (CE).....	p 146
Tableau 35 - Principaux mécanismes métasomatiques et minéralisateurs et leurs relations dans le temps.....	p 151
Tableau 36 - Prélèvements des échantillons récoltés sur le prospect de São José de Espinharas (PB).....	p 151
Tableau 37 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm de São José de Espinharas	p 152
Tableau 38 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm des échantillons non datés de São José de Espinharas (PB).....	p 153
Tableau 39 - Données analytiques potassium - argon des fractions fines de São José de Espinharas.....	p 154
Tableau 40 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm de la Formation Furnas dans le Bassin du Paraná.....	p 162
Tableau 41 - Données analytiques potassium - argon des fractions argileuses < 2 µm de la Formation Furnas dans le Bassin du Paraná.....	p 163

Tableau 42 - Données isotopiques Rb/Sr des argiles diagénétiques: Formation Furnas, puits 2 TB - 1 SP.....	p 163
Tableau 43 - Données minéralogiques des fractions argileuses < 2 µm de quelques échantillons de basaltes altérés de la Formation Serra Geral dans le Bassin du Paraná...	p 173
Tableau 44 - Données analytiques potassium - argon des quelques échantillons de basaltes altérés de la Formation Serra Geral dans le Bassin du Paraná.....	p 173
Tableau 45 - Données isotopiques Rb/Sr des argiles diagénétiques: échantillon de basalte altéré 1013, Formation Serra Geral.....	p 174
Tableau 46 - Données analytiques potassium - argon de quelques échantillons de céladonites dans des basaltes altérés de la Formation Serra Geral, Bassin du Paraná, Planalto - RS.....	p 174
Tableau 47 - Données analytiques potassium - argon de quelques échantillons d'apophyllites et zeolite dans des basaltes altérés de la Formatio Serra Geral, Bassin du Paraná, RS...	p 179
Tableau 48 - Données minéralogiques d'une fraction < 2 µm d'un échantillon de basalte altéré de la Formation Serra Geral, Bassin du Paraná, Morro Reuter, RS.....	p 181
Tableau 49 - Données minéralogiques des fractions < 2 µm des échantillons non datés des basaltes altérés de la Formation Serra Geral, Bassin du Paraná, RS.....	p 181
Tableau 50 - Principales phases d'extension au Mésozoïque, dans les grands bassins sédimentaires français et les océans voisins.....	p 189
Tableau 51 - Résultats des datations de minéralisations et interprétations.....	p 192
Tableau 52 - Résultats des datations de diagenèse et interprétations.....	p 193
Tableau 53 - Données analytiques potassium - argon sur les apophyllites du Deccan.....	p 205



THESE de DOCTORAT
de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

Titre de l'ouvrage:

**DATATION K/Ar ET Rb/Sr D'ARGILES DE MINERALISATIONS
ET DE DIAGENESE LE LONG DE LA COTE EST DE L'AMERIQUE DU SUD.
IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES**

Nom de l'auteur:

DOS SANTOS Rosa Penha

Etablissement:

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, URA CNRS n° 69

RESUME

L'objectif de la thèse est de vérifier le long de la côte Est de l'Amérique du Sud le modèle qui lie la tectonique en extension accompagnant la formation d'une marge passive, avec la mise en place de certaines minéralisations filoniennes et l'occurrence de mécanismes diagénétiques dans les grands bassins sédimentaires limitrophes.

Dans ce but, deux cent échantillons d'argiles ont été récoltés, préparés, et analysés par diffraction de rayons X pour les sélectionner en vue de leur datation, depuis la Patagonie jusqu'au Nord du Brésil, et dans le Bassin du Paraná.

Les âges K/Ar et Rb/Sr mesurés montrent:

- un événement diagénétique daté de 200 Ma environ, et contemporain de la première fragmentation du Gondwana;
- un événement diagénétique de haute température de même âge que les basaltes du Paraná, vers 138 - 129 Ma;
- des mécanismes diagénétiques de plus basse température altérant les basaltes, et des minéralisations à F et U, dans l'intervalle 120 - 50 Ma.

Ces deux derniers processus entrent dans le cadre de l'extension, contemporaine de la formation de l'Atlantique Sud.

Trois occurrences minéralisées relèvent de mécanismes différents et leur âge les dissocie de la tectonique en extension de l'Atlantique Sud.

L'altération diagénétique de basaltes du Paraná est considérée comme responsable de la dispersion des datations K/Ar conventionnelles en roche totale.

Tous ces résultats conduisent à la conclusion que les mécanismes liés à la tectonique en extension sont bien, là aussi, responsables à la fois de certaines venues minéralisées et de l'altération diagénétique dans les grands bassins sédimentaires voisins.

Mots clés : Amérique du Sud, Extension, Datation K - Ar, F substance, U substance, Diagenèse, Tectonique.